CA1
DTC 847
84
L56
c.2

CENTREAU
Centre de recherches sur l'eau
Université Laval,
Québec, Canada.

TP5205F

Library and Information Centre / Centre de documentation (GSLA)
RECEIVED / REÇU LE
APR 23 1984
Transport Canada / Transports Canada

TP5205F

LA LOCALISATION DES PINGOS

A L'AIDE D'IMAGES DE RADAR A OUVERTURE SYNTHETIQUE

Préparé pour le
Centre de développement des Transports,
Transports Canada

15 mars 1984

RAPPORT no CRE-84/03

préparé par

Le Centre de recherches sur l'eau
Université Laval
Sainte-Foy (Québec)

Le contenu du présent rapport ne reflète que les opinions des auteurs et ne saurait en aucun cas engager les politiques et positions officielles du Centre de développement des transports de Transports Canada.

FORMULE DE DOCUMENTATION POUR RAPPORT

1. Nº du rapport Transports Canada	2. Nº de l'étude — CDT	3. Nº de catalogue du destinataire
TP 5205 F	6064	

4. Titre et sous-titre	5. Date du rapport
La localisation des pingos à l'aide d'images de radar à ouverture synthétique.	Janvier 1984
	6. Nº du rapport de l'organisme exécutant CRE-84/03

7. Auteur(s)	8. Nº de dossier Transports Canada
M.-C. MOUCHOT, G. ROCHON, Y. OUELLET et G. LADOUCEUR	D1460-208

9. Nom et adresse de l'organisme exécutant	10. Nº de dossier — ASC
Le Centre de Recherches sur l'eau Université Laval Québec, Canada G1K 7P4	-
	11. Nº de contrat — ASC ou Transports Canada 6064

12. Nom et adresse de l'organisme parrain	13. Genre de rapport et période visée
Centre de développement des transports (CDT) 1000 O. rue Sherbrooke, Suite 2421 Montréal, Québec H3A 2R3	Final, août 83 à janvier 84
	14. Code de l'organisme parrain 6064

15. Remarques additionnelles	16. Agent de projet — CDT
	J.E. Laframboise

17. Résumé

On sait que la modification de la profondeur de l'eau due à des changements dans la topographie sous-marine entraîne des variations dans les longueurs d'onde et les directions des vagues en présence. On peut donc songer à utiliser l'analyse du spectre des vagues (longueurs d'onde et direction de propagation) pour détecter de semblables modifications.

Le problème posé est de savoir si le R.O.S., dans les conditions environnementales rencontrées dans la mer de Beaufort, est en mesure d'observer les modifications apportées à la surface océanique par des pingos submergés.

Après avoir analysé les systèmes de vagues présents dans la mer de Beaufort, il n'apparaît pas possible que les pingos puissent induire sur ceux-ci des variations suffisantes pour être décelables à l'aide de R.O.S. La localisation de pingos en se servant de la modulation angulaire des ondes de Bragg (appelées aussi ondes capillaires) apparaît donc très peu probable.

Par contre, il faut dire que d'autres études portant sur d'autres régions océaniques ont permis de montrer que les ondes gravitaires provoquent des patrons sur l'imagerie R.O.S. causés par des modifications des profondeurs océaniques.

Même s'il semble peu probable que ce dernier mécanisme puisse effectivement conduire à une détection des pingos, seule une analyse empirique d'images R.O.S. de la mer de Beaufort où des pingos ont été localisés pourrait permettre d'apporter plus de précision à nos conclusions.

18. Mots-clés	19. Diffusion
Pingo, télédétection, radar, ROS, SLAR, SAR.	Nombre limité de copies disponibles au CDT

20. Classification de sécurité (de ce rapport)	21. Classification de sécurité (de cette page)	22. Nombre de pages	23. Prix
néant	néant	67	-

REPORT DOCUMENTATION FORM

1. Transport Canada Report No.	2. TDC Project No.	3. Recipient's Catalogue No.
TP 5205 F	6064	

4. Title and Subtitle	5. Report Date
La Localisation des pingos à l'aide d'images de radar à ouverture synthétique.	January 1984
	6. Performing Organization Report No. CRE-84/03

7. Author(s)	8. Transport Canada File No.
M.-C. MOUCHOT, G. ROCHON, Y. OUELLET et G. LADOUCEUR	D-1460-208

9. Performing Organization Name and Address	10. DSS File No.
Centre de Recherches sur l'Eau Université Laval Québec, Canada G1K 7P4	-
	11. DSS or Transport Canada Contract No. 6064

12. Sponsoring Agency Name and Address	13. Type of Report and Period Covered
Transportation Development Centre (TDC) 1000 Sherbrooke St. W., Suite 2421 Montreal, Quebec H3A 2R3	final, August 83 to Jan. 84
	14. Sponsoring Agency Code 6064

15. Supplementary Notes	16. TDC Project Officer
	J.E. Laframboise

17. Abstract

It is well known that modification of the water depths cause changes in the wavelength and wave-direction of surface waves over the ocean. A synthetic aperture radar (SAR) could possibly be used to image the ocean surface and thus detect the changes in water depths.

The problem raised in this study was to determine if the environmental conditions found in the Beaufort Sea are such that we could detect submerged pingos on SAR images.

From the analysis of the surface wave systems in the Beaufort Sea, it seems not possible that pingos could induce any significant variations on these systems to be detectable on SAR images. The detection of pingos by tilt modulation of the Bragg waves (also named capillary waves) is very unlikely.

On the other hand, other studies of different ocean areas have shown that gravity waves were associated with the patterns on SAR images over shallow water.

Even if the latter mecanism could unlikely be used to locate pingos in the Beaufort Sea, only an experimental study conducted with an airborne SAR in favourable environmental conditions could bring a more precise conclusion over this matter.

18. Key Words	19. Distribution Statement
Pingo, remote-sensing, radar, Seasat, SLAR, SAR	Limited number of copies at the TDC

20. Security Classification (of this report)	21. Security Classification (of this page)	22. No. of Pages	23. Price
none	none	67	-

EQUIPE DE RECHERCHE

L'équipe de recherche se composait des chercheurs suivants:

Mme Marie-Catherine MOUCHOT, assistante de recherche.

M. Guy ROCHON, professeur de télédétection, département de photogrammétrie; responsable du projet.

Dr Yvon OUELLET, professeur d'hydraulique, département de génie civil.

Dr Gilles LADOUCEUR, professeur de télédétection, département de photogrammétrie.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier monsieur Louis Desjardins pour son aide dans l'utilisation du modèle mathématique de la propagation des vagues, madame Lucie Plourde, pour la correction, l'édition et la mise en page du texte, ainsi que mesdames Huguette Bédard, Carmen Picard et Lorraine Richard pour la dactylographie des manuscrits.

SOMMAIRE

Le présent rapport livre les résultats d'une étude portant sur le potentiel et les limitations de la détection possible de formes submergées dans la mer de Beaufort, formes appelées pingos, à l'aide d'images produites par des radars à ouverture synthétique (R.O.S.).

Aucune image numérique de R.O.S. obtenue par des moyens aéroportés (SAR-580) ou par satellite (SEASAT) n'étant disponible, les auteurs ont tenté de circonscrire ce potentiel en analysant les phénomènes qui sont à la source des modifications de la surface de l'eau par des variations brusques de la profondeur de l'eau. Une analyse similaire des mécanismes permettant de détecter et de mesurer les caractéristiques de la surface des eaux à l'aide de R.O.S. a d'autre part été effectuée.

En parallèle à ces analyses, les conditions de marée présentes dans cette région marine, les courants qui en découlent présumément, et la morphologie des fonds marins ont été étudiés à partir des relevés établis par différents organismes. Ces relevés font croire que parmi les trois mécanismes connus de modification des ondes à la surface de l'eau due à une brusque variation de la profondeur de l'eau, seule la modulation angulaire des ondes de Bragg (appelées aussi ondes capillaires) serait de nature à révéler la présence de ces pingos.

Malheureusement, les conditions environnementales dans la mer de Beaufort ne créent pas des vagues de longeurs d'onde suffisamment grandes pour que les pingos puissent en modifier sensiblement les caractéristiques (longueurs d'onde ou direction de propagation). Des essais sur modèle réduit et à l'aide d'une modèle mathématique ont en effet montré qu'à moins que les pingos affleurent la surface, ils n'entraînent aucune modification sensible des systèmes de vagues rencontrés dans la mer de Beaufort.

Les conclusions de cette étude préliminaire sont donc négatives, même si, pour d'autres endroits, les R.O.S. ont effectivement permis de mettre en lumière les hauts-fonds marins. Néanmoins, la connaissance des mécanismes de création et de modification des vagues internes reste encore bien sommaire, et il est possible qu'une analyse empirique d'images R.O.S. acquises dans des conditions favorables puisse montrer une relation entre la présence de pingos et certaines formes contenues dans ces images.

TABLE DES MATIERES

1.	Introduction	1
2.	Objectifs de recherche et problématique	2
3.	Analyse bibliographique	3
	3.1 Généralités sur le radar à ouverture synthétique	3
	3.2 La formation de l'image des ondes de surface	5
	3.2.1 La modulation hydrodynamique	6
	3.3 Les limites dans la formation de l'imagerie R.O.S.	10
	3.3.1 Les conditions générales	10
	3.3.2 La longueur d'onde minimale détectable	10
	3.3.3 La hauteur minimale détectable des vagues	11
	3.3.4 L'influence de la direction de propagation	11
	3.4 Mesure des caractéristiques des vagues	12
4.	Les données de base	14
	4.1 Les données terrain	14
	4.1.1 La nature des formes submergées	14
	4.1.2 Les types de pingos et leur localisation	14
	4.1.3 Les conditions de surface près de Tuktoyaktuk	16
	4.1.4 Modélisation	31
	4.2 Les données de télédétection	31
5.	Analyse des données	33
	5.1 Effets des pingos sur la surface	33
	5.1.1 Description du modèle mathématique utilisé	33
	5.1.2 Analyse des résultats obtenus	37
	5.1.3 Etude sur modèle réduit	39
	5.2 Limitations de l'étude théorique	40
6.	Conclusions	42
Références:	ouvrages cités	43
	bibliographie	45
Appendice A:	Résultats de la modélisation de la propagation des ondes au-dessus des pingos	51

LISTE DES FIGURES

Figure 1	Schéma d'un radar à ouverture synthétique	4
Figure 2	Principe d'acquisition des données du radar à ouverture synthétique (d'après Dorrer, 1979)	4
Figure 3	Contribution des divers types de modulation en fonction de l'angle (Alpers, 1981)	6
Figure 4	Schéma des interactions du fond de l'eau, des ondes de Bragg et du signal radar (d'après Kasischke, 1983)	7
Figure 5	Illustration de l'effet de la modulation de courant sur les images de R.O.S. (d'après Kasischke, 1983)	9
Figure 6	Image SAR-580 de la zone d'étude montrant la présence de patrons à la surface de l'eau	9
Figure 7	Les conditions limites de détectabilité des vagues par le R.O.S. à partir des données de l'expérience Jasin de 1978 et pour une résolution azimutale de Seasat de 40 m (d'après Vesecky, 1982)	11
Figure 8	Incertitude sur la longueur d'onde (d'après Vesecky, 1982)	12
Figure 9	Incertitude sur la direction de propagation (d'après Vesecky, 1982)	13
Figure 10	Répartition des pingos de la péninsule de Tuktoyaktuk et de la région du delta du Mackenzie (d'après Mackay, 1962)	15
Figure 11	Le pingo no 18 (le pingo Ibyuk) d'après Mackay (1979)	15
Figure 12	Plan de localisation de la région où l'on devrait rencentrer des pingos immergés (d'après Simpkin, 1980)	17
Figure 13	Plan de localisation des pingos de types A et C (d'après Shearer, 1981)	18
Figure 14	Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 192 en 1977 (Source: Pêches et Océans Canada)	21
Figure 15	Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 192 en 1978 (Source: Pêches et Océans Canada)	22
Figure 16	Fréquence relative d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 192 en 1977 (Source: Pêches et Océans)	23
Figure 17	Fréquence relative d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 192 en 1978 (Source: Pêches et Océans)	24
Figure 18	Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 193 en 1977 (Source: Pêches et Océans Canada)	27
Figure 19	Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 193 en 1978 (Source: Pêches et Océans Canada)	28

Figure 20 Fréquence d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 193 en 1977 (Source: Pêches et Océans) 29
Figure 21 Fréquence d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 193 en 1978 (Source: Pêches et Océans) 30
Figure 22 Vue en plan d'un élément de surface 34
Figure 23 Schéma de la modélisation des modifications causées aux longueurs d'onde des vagues par les pingos 38
Figure 24 Exemple de stéréocouples de la surface de l'eau obtenus dans les essais sur modèle réduit 41

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Résumé des caractéristiques des pingos immergés 16
Tableau 2 Moyennes mensuelles des périodes de vagues à la station Ukalerk 20
Tableau 3 Moyennes mensuelles des hauteurs significatives des vagues à la station Ukalerk 20
Tableau 4 Moyennes mensuelles des périodes de vagues à la station Kopanoar 26
Tableau 5 Moyennes mensuelles des hauteurs significatives des vagues à la station Kopanoar 26
Tableau 6 Conditions aux stations Ukalerk et Kopanoar 31
Tableau 7 Résultats de la modélisation des effets des pingos immergés sur les longueurs d'onde des vagues 39

1. INTRODUCTION

Depuis plusieurs années, les régions arctiques, en raison des matières premières qu'elles recèlent, ont pris une importance accrue dans l'économie canadienne. Le trafic maritime dans la mer de Beaufort s'est donc lui aussi considérablement développé.

Les conditions climatiques au-delà du 72e parallèle étant des plus favorables à la navigation (limite de la zone de glaces permanentes) de bâtiments commerciaux, les routes maritimes ont tendance à se rapprocher de la plate-forme continentale.

On a malheureusement constaté, à partir de 1967, que cette zone de navigation, si elle était généralement libre de glace, n'était pas exempte de dangers. En effet, on a décelé, cette année-là, la présence de formations glaciaires sous-marines appelées pingos dont les dimensions risquaient d'être dommageables pour les bateaux en transit.

L'Université Laval a obtenu, par l'entremise du Centre de recherches sur l'eau, un contrat visant à déterminer le potentiel d'application de l'imagerie du radar à ouverture synthétique pour la détection de ces formes submergées.

Cette étude s'insère dans un cadre plus vaste de différentes analyses faites à partir de différents capteurs (en particulier acoustiques) et visant les mêmes objectifs.

Les aptitudes du radar à ouverture synthétique (R.O.S.) sont détaillées dans un chapitre ultérieur mais on peut déjà noter que son intérêt principal réside dans sa capacité d'analyser, dans des délais très brefs, de grandes parties de la surface océanique. Ce mode de traitement, s'il se révèle efficace, pourrait donc être complémentaire des techniques de sondages.

2. OBJECTIFS DE RECHERCHE ET PROBLEMATIQUE

Cette étude vise à déterminer le potentiel du radar à ouverture synthétique (R.O.S.) pour la localisation de formes submergées dans la mer de Beaufort.

Le radar ne "voit" pas directement ces formes, mais crée une image des modifications de la surface qu'elles induisent. Deux conditions majeures sont donc requises pour pouvoir les détecter à l'aide d'un R.O.S.:

1) ces formes doivent induire des modifications dans les caractéristiques de la surface des eaux;

2) le radar doit pouvoir détecter ces modifications.

Pour que la première condition soit réalisée, il doit y avoir des vagues de surface et les modifications topographiques doivent être en mesure de moduler le signal rétrodiffusé par la surface.

La seconde condition résulte des capacités intrinsèques du radar (résolution, rapport signal/bruit, etc.) et des conditions d'acquisition des données (angle entre la direction de propagation des vagues et celle du vecteur, altitude du vecteur, etc.).

Si l'une des conditions faisait défaut, il serait a priori impossible d'envisager la détection de ces formes submergées à l'aide d'un radar à ouverture synthétique.

Enfin, il faudrait ajouter également, comme condition de succès d'une telle entreprise, que l'on doit être en mesure d'extraire l'information recherchée des images ainsi obtenues. Ce qui n'est pas une tâche évidente a priori.

Mentionnons, d'autre part, que la présente étude s'inscrit également dans le cadre d'une thèse de maîtrise en télédétection effectuée au département de photogrammétrie de l'Université Laval.

3. ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE

Dans le cadre de la thèse mentionnée précédemment, une analyse bibliographique exhaustive a été réalisée (Mouchot, 1984). Nous reproduisons plus loin les principaux titres de cette bibliographie à partir de laquelle nous avons extrait un résumé des éléments les plus importants à signaler dans ce travail.

3.1 Généralités sur le radar à ouverture synthétique

Nous nous bornerons, ici, à développer les principales caractéristiques de la géométrie de visée du R.O.S. Une étude plus détaillée pourra être facilement obtenue dans Ulaby (Ulaby, 1981).

L'intérêt principal du radar, d'une manière générale, et du R.O.S., en particulier, est de pouvoir opérer quelles que soient les conditions d'observation et, donc, indépendamment des facteurs météorologiques et des facteurs d'éclairement. Ceci, d'une part, parce qu'il transporte sa propre source d'illumination et, d'autre part, parce que la longueur d'onde de cette dernière (plusieurs centimètres) est peu ou pas affectée par l'interaction qu'elle subit avec les constituants atmosphériques (diffusion).

De plus, le contrôle de la source incidente va permettre, par la connaissance et la maîtrise du choix de la polarisation, d'obtenir un surplus d'information sur la nature et la structure de la cible.

Dans sa conception de base, le R.O.S. est un radar à visée latérale dont la configuration est schématisée à la figure 1.

Le principe du radar à ouverture synthétique (Dorrer, 1979) réside dans l'utilisation de tous les retours contenant de l'information sur un point, pendant son temps de passage dans le lobe d'antenne, et dans le traitement dit de synthèse d'antenne qui leur sont appliqués. Ce traitement consiste à simuler une antenne fictive qui aurait pour dimension le segment d'espace à l'intérieur duquel un point fixé A demeure visible (voir la figure 2).

En supposant un lobe d'antenne carré, le point A est visible pendant le trajet BD du satellite. Une impulsion cos (ω t) est reçue avec un déphasage égal à:

$$\phi = \frac{4 \pi R}{\lambda}$$

Ce déphasage possède une loi parabolique (Dorrer, 1979; Wu et al., 1982) puisque:

$$R^2 = R_0^2 + v^2 t^2$$

Si l'on représente le signal reçu comme une suite de nombres complexes, son amplitude va varier lentement au cours du passage dans le

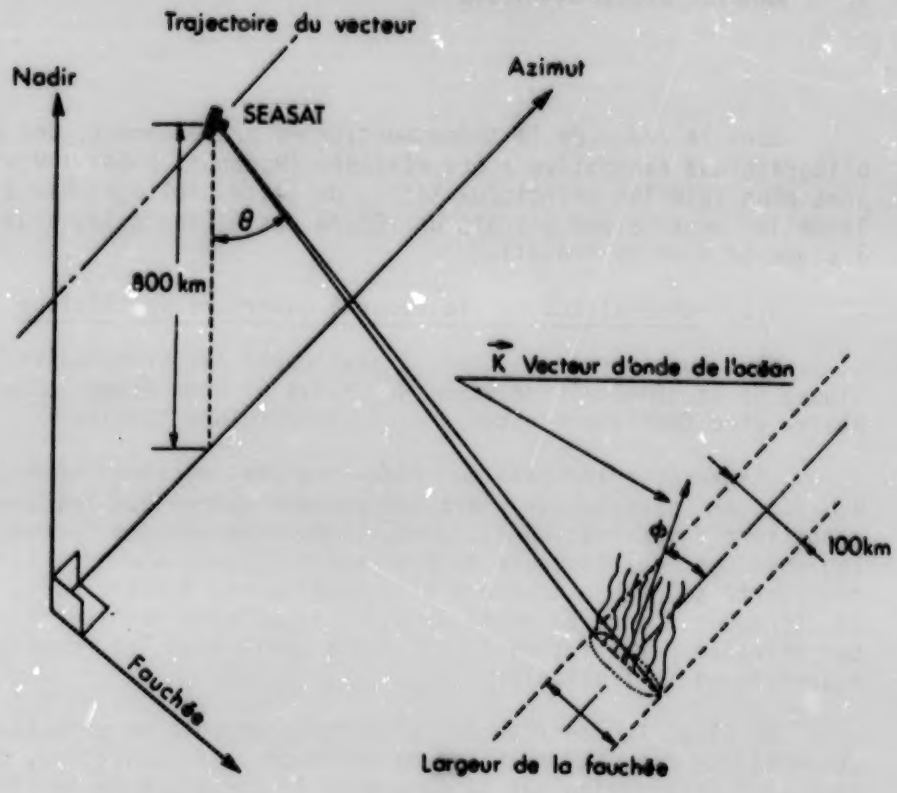


Figure 1 Schéma d'un radar à ouverture synthétique

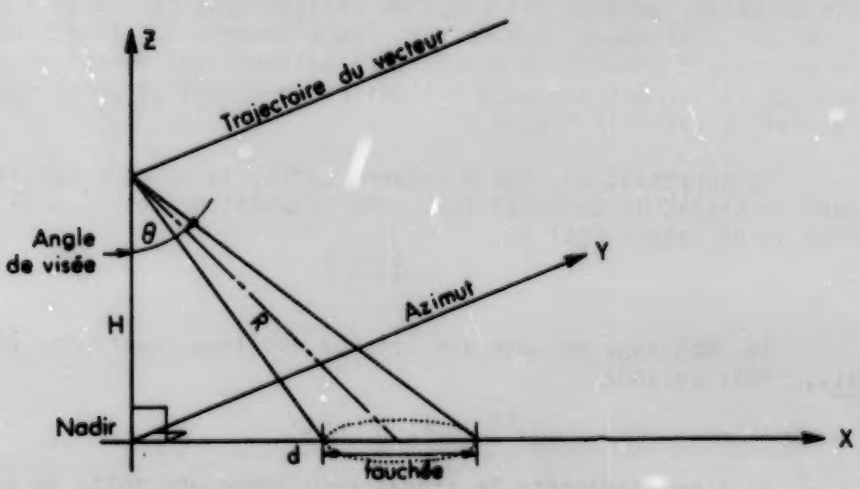


Figure 2 Principe d'acquisition des données du radar à ouverture synthétique (d'après Dorrer, 1979)

lobe d'antenne et sa phase variera quadratiquement. Le traitement R.O.S. consiste en une remise en phase (compensation du déphasage due au temps du trajet) et une addition.

Il s'agit donc d'un traitement de filtrage, rendu difficile dans la mesure où les nombres complexes concernent des impulsions successives. Il faut donc, en fait, disposer d'un filtre par pixel en distance (Dorrer, 1979).

3.2 La formation de l'image des ondes de surface

Plusieurs modèles de diffusion ont été proposés afin d'expliquer le processus de formation de l'image à l'aide d'un R.O.S. Nous n'en retiendrons ici qu'un seul, le modèle de Bragg-Rice, ou modèle à double échelle.

Ce modèle assume que le phénomène prédominant induisant le signal rétrodiffusé est le phénomène de Bragg mis en évidence par Crombie (1955) pour les ondes radar, phénomène lié à la résonance entre l'onde radar et certaines ondes de surface. On appelle souvent ces ondes, en général de courtes longueurs d'onde à la surface de l'eau, des ondes capillaires, même si la capillarité ne joue que pour les longueurs d'onde millimétriques.

Si l'on appelle K le nombre d'onde de la vague induisant une résonance de Bragg, k le nombre d'onde du radar et θ l'angle d'incidence de l'onde radar sur la surface océanique, la relation suivante peut être établie:

$$K = 2k \sin \theta$$

où $K = 2\pi/L$ et $k = 2\pi/\lambda$, λ et L étant respectivement les longueurs d'ondes de l'onde radar et de l'onde de surface.

Les ondes gravitaires, de longueurs d'onde beaucoup plus grandes que les ondes de Bragg, pourront être imagées dans la mesure où elles modulent le signal rétrodiffusé suivant le phénomène précédent. Trois types de modulation interviennent dans la formation de l'image:

(a) la modulation angulaire: elle est due au fait que les vagues de diffusion de Bragg (souvent appelées ondes capillaires) sont vues par le radar sous des angles d'incidence locale dépendant de leur localisation sur les ondes longues (Alpers et Hasselmann, 1978; Vesecky et Stewart, 1982);

(b) la modulation hydrodynamique: elle est caractérisée par une distribution non uniforme des ondes courtes relativement aux ondes longues, due à l'interaction entre ces deux types d'ondes (Elachi, 1977);

(c) la modulation de vitesse de groupe: celle-ci est due aux déplacements relatifs de la cible et du radar dont l'influence affecte le processus de reconstitution historique des phases de l'antenne synthétique du radar.

La modulation angulaire et la modulation hydrodynamique seront maximales lorsque les vagues se propageront perpendiculairement à la ligne de vol. Dans ce cas, la contribution de la modulation de groupe sera nulle. Plus la vitesse de propagation des vagues s'éloigne de $\phi = 90°$, plus la contribution de la modulation de la vitesse de groupe sera sensible.

Il faudra donc toujours tenter d'avoir, dans la mesure du possible, la direction du vecteur parallèle aux lignes de crêtes.

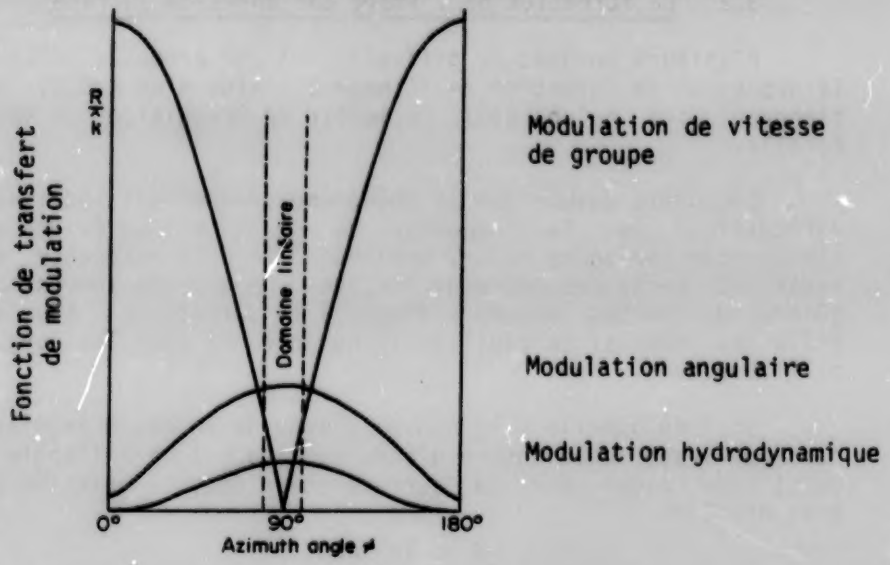


Figure 3 Contribution des divers types de modulation en fonction de l'angle ϕ (Alpers et al., 1981).

3.2.1 La modulation hydrodynamique

Plusieurs phénomènes peuvent entraîner une modulation hydrodynamique. Par exemple, pour de faibles profondeurs (< 50 m), si la topographie du fond marin modifie substantiellement les courants marins et, de ce fait, induit des modifications dans la rétrodiffusion des ondes de Bragg, on parle alors de modulation de courant (Kasischke et al., 1983). La signature induite par ce type de modulation dépend de plusieurs facteurs analysés par Shuchman (Shuchman, 1982). Il faut tout d'abord que la vitesse du courant soit d'au moins 0,4 m/s et que celle du vent soit comprise entre 1 m/s et 7,5 m/s, avec au moins une composante dans la direction de la fauchée. La figure 4 donne une représentation de cette modulation.

Suivant ce schéma, on peut noter les phénomènes suivants, à marée descendante:

Zone 1: la profondeur est supposée uniforme sur une surface telle que la vague est en état d'équilibre compte tenu des conditions de vents et de courants;

a) Marée baissante

Brillance dans l'image: M F M G M G M
Rugosité de la surface:
Intensité du courant :

b) Marée montante

Brillance dans l'image: M G M F M F M
Rugosité de la surface:
Intensité du courant :

M: moyenne
G: grande
F: faible

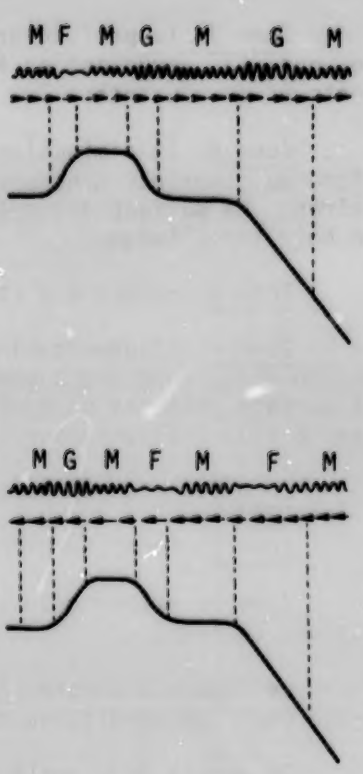


Figure 4 Schéma des interactions du fond de l'eau, des ondes de Bragg et du signal radar (Kasischke et al.,1983).

Zone 2: la diminution de la profondeur provoque une augmentation du courant, donc une diminution dans l'amplitude des ondes capillaires. La surface devient un réflecteur quasi spéculaire et apparaît en noir sur l'image;

Zone 3: retour à l'état d'équilibre;

Zone 4: l'augmentation de la profondeur provoque une diminution du courant, donc une augmentation de l'amplitude des ondes capillaires. La surface présente un coefficient de rétrodiffusion plus élevé et apparaît plus brillante sur l'image radar;

Zone 5: retour à l'état d'équilibre;

Zone 6: même phénomène que dans la zone no 4;

Zone 7: retour graduel à l'état d'équilibre en fonction des conditions éoliennes.

A marée montante, on note, de la même façon, les phénomènes suivants:

Zone 7: la profondeur est supposée uniforme sur une surface telle que la vague est en état d'équilibre compte tenu des conditions de vents et de courants;

Zone 6: la diminution de la profondeur provoque une augmentation du courant, donc une diminution dans l'amplitude des ondes capillaires. La surface devient un réflecteur quasi spéculaire et apparaît en noir sur l'image;

Zone 5: retour à l'état d'équilibre;

Zone 4: l'augmentation de la profondeur provoque une diminution du courant, donc une augmentation de l'amplitude des ondes capillaires. La surface présente un coefficient de rétrodiffusion plus élevé et apparaît plus brillante sur l'image radar;

Zone 3: retour à l'état d'équilibre;

Zone 2: même phénomène que dans la zone no 4;

Zone 1: retour graduel à l'état d'équilibre en fonction des conditions éoliennes.

La figure 5 montre l'influence de ce type de modulation sur l'imagerie pour des conditions de courant différentes (dates différentes).

On serait donc porté à croire que ce type de phénomène peut aussi produire les mêmes effets sur des images acquises au-dessus des pingos de la mer de Beaufort. Malheureusement, l'amplitude des marées est de l'ordre de 30 centimètres et il est fort peu probable que cette marée cause des courants marins d'intensité suffisante pour pouvoir moduler le signal de rétrodiffusion.

La modulation hydrodynamique peut aussi provenir, en eaux profondes, de l'interaction des fronts de courants avec le relief sous-marin. Cela peut alors induire des patrons de vagues internes à la surface de l'eau. Ces patrons de vagues ont été mis en évidence par de nombreux expérimentateurs (Brown et al., 1976; Shuchman et Kasishke, 1982) et se produisent lorsque le champ énergétique associé à la vague interne est suffisant pour altérer les ondes de Bragg.

L'examen préliminaire des images SAR-580 sur pellicule photographique de la zone d'étude a révélé de tels patrons sur les images (voir figure 6). Néanmoins il est difficile d'associer leur apparition à la présence d'un pingo étant donné l'importance des modifications topographiques "naturelles" dans la région (plate-forme continentale).

Il ne nous semble donc pas a priori que, dans cette région particulière, la formation de vagues internes puisse être imputée à la présence de pingos.

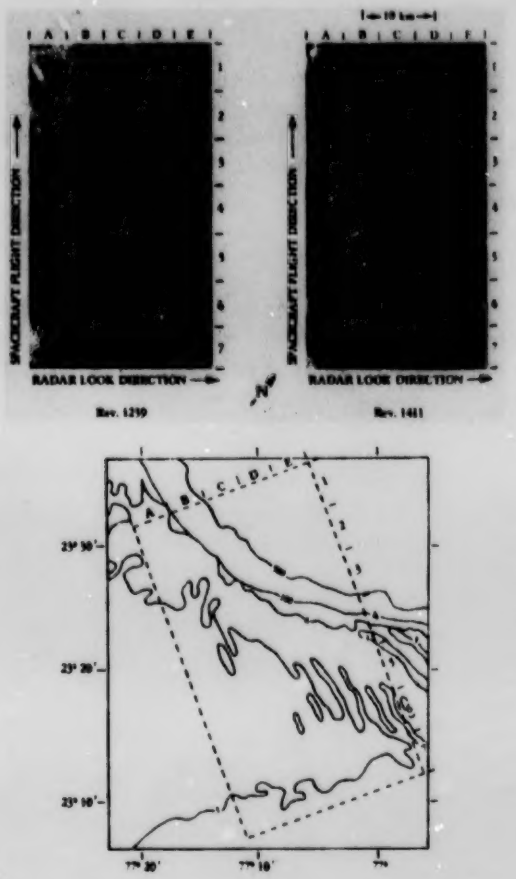


Figure 5 Illustration de l'effet de la modulation de courant sur les images de R.O.S. (Kasischke et al., 1983)

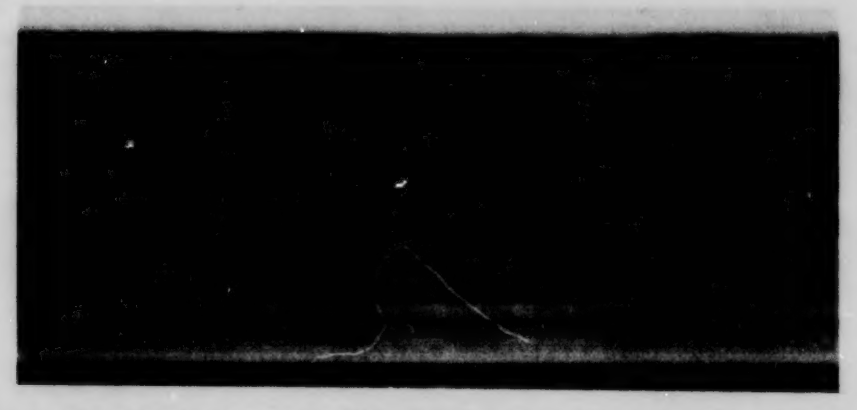


Figure 6 Image SAR-580 de la zone d'étude montrant la présence de patrons à la surface de l'eau

Le seul processus de modulation qui sera donc pris en compte est celui induit directement par les modifications topographiques sur la propagation des ondes de surface. Nous nous bornerons donc à étudier l'évolution du spectre des ondes (longueurs d'onde et direction de progagation) au passage d'anomalies topographiques.

3.3 Les limitations dans la formation de l'imagerie R.O.S.

La description des processus de formation de l'imagerie R.O.S. de la surface océanique a permis de dégager un certain nombre de limitations très générales que nous allons expliciter plus avant.

3.3.1 Les conditions générales

Une étude menée par Vesecky (1980) sur des données Seasat acquises dans la période du 4 août au 5 septembre 1978 a permis de constater que certains systèmes de vagues n'avaient pas été imagés par le R.O.S. Les conditions inhérentes aux systèmes non imagés étaient les suivantes: une pente des vagues importante et une direction de propagation parallèle au vecteur. Vesecky a tenté de quantifier, à partir des données expérimentales obtenues, le seuil de l'imagerie R.O.S. Il utilise pour cela la valeur:

$$n_{az} = \frac{\lambda}{\cos \phi} < d_a > \rho_a$$

où λ est la longueur d'onde dominante;
ϕ est l'angle entre le vecteur d'onde k et la direction de propagation du vecteur $0 < \theta > 90°$;
ρ_a est la résolution azimutale (12,5 m pour Seasat);
d_a est la moyenne de dégradation de la résolution selon Alpers et Rufenach (1981).

Les valeurs expérimentales sembleraient montrer que les vagues ne sont pas imagées si leurs paramètres conduisent à une valeur de $n_{az} < 2$ (figure 7).

3.3.2 La longueur d'onde minimale détectable

La longueur d'onde minimale détectable en azimut est donnée en fonction de la hauteur significative H_s par (Beal, Gerling et Irvine, 1983):

$$\lambda_{min} = K \left(\frac{R}{V}\right) H_s^{\frac{1}{2}}$$

K étant une fonction du seuil de bruit du spectre et de l'atténuation spectrale (Valenzuela, 1978).

$\frac{R}{V} = 121$ s $\qquad \lambda_{min} = 121 (K\ H_s^{\frac{1}{2}})$

pour $H_s = 1$ m $\qquad \lambda_{min} = 121\ K \approx 100$ m

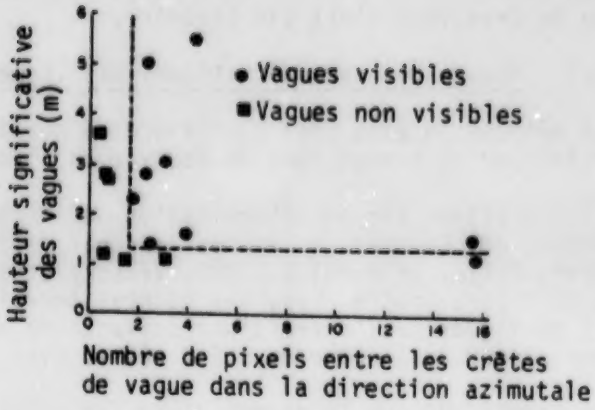


Figure 7 Les conditions limites de détectabilité des vagues par le R.Q.S. à partir des données de l'expérience Jasin de 1978 et pour une résolution azimutale de Seasat de 40 m (Vesecky, 1982).

3.3.3 La hauteur minimale détectable des vagues

Le R.O.S. peut détecter des systèmes de houle de faible énergie dont les vagues dominantes ont des hauteurs supérieures à 0,65 m et ce, pour des vitesses de vent (mesures prises à 10 m au-dessus de la mer) comprises entre 2 et 10 m/s (Beal, Tilley, Monaldo, 1983)

3.3.4 L'influence de la direction de propagation

Nous avons vu que, dans le cas des vagues se propageant perpendiculairement à la ligne de vol, la section de rétrodiffusion est une fonction linéaire des paramètres de la cible. L'imagerie R.O.S. est donc, dans ce cas, le reflet de la vérité terrain.

Alpers (1981) montre expérimentalement que la houle de grande longueur d'onde peut être imagée lorsqu'elle se déplace parallèlement à la ligne de vol, et ce, grâce au processus de reconstitution de l'image radar à ouverture synthétique. Beal, Tilley et Monaldo (1983) montrent que les vagues azimutales inférieures à 130 m ne peuvent être imagées.

Les vagues ayant une composante azimutale importante (direction de propagation par rapport à la ligne de vol inférieure à 70°) sont, en général, estompées à cause de la dégradation azimutale et présentent des distorsions à cause de la non-linéarité de la fonction de transfert de vitesse de groupe. C'est pourquoi, dans ce cas, les paramètres de la cible ne pourront être déduits de l'image à partir d'une fonction linéaire.

Dans le cas particulier d'une onde monochromatique de longueur d'onde suffisamment grande, la longueur d'onde dominante et la

direction fondamentale peuvent être extraites de l'image même si la fonction de transfert n'est pas linéaire.

3.4 Mesure des caractéristiques des vagues

La méthode la plus sûre pour extraire ces informations de l'image est d'effectuer la transformée de Fourier de l'image radar numérisée.

L'incertitude sur la détermination de la longueur d'onde à partir du spectre de Fourier a été estimée par différents auteurs (Thomas, 1982; Beal, Tilley et Monaldo, 1983; Vesecky et Stewart, 1982) à environ 10 %. Dans notre cas, les données terrain laissant présager des systèmes de vagues de l'ordre d'une soixantaine de mètres, on peut supposer une erreur de l'ordre de 5 à 6 mètres (voir figure 8).

L'incertitude sur la direction de propagation est estimée (Vesecky, 1982) à environ 15 % (voir figure 9).

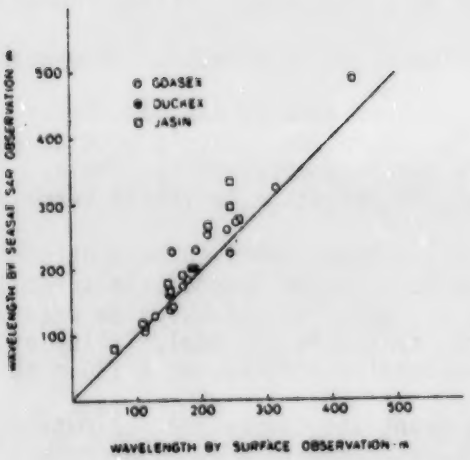


Figure 8 Incertitude sur la longueur d'onde (Vesecky, 1982)

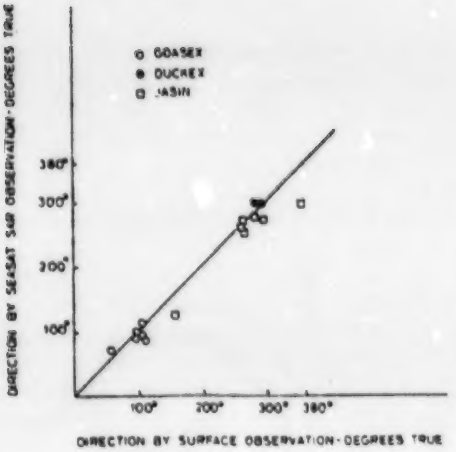


Figure 9 Incertitude sur la direction de propagation (Vesecky, 1982)

4. LES DONNEES DE BASE

4.1 Les données terrain

4.1.1 La nature des formes submergées

Il existe dans l'océan de nombreuses formes submergées, classées en fonction de leur processus de formation. Celles qui font l'objet de notre étude n'ont pas été reconnues avec certitude, mais par analogie avec certaines formes terrestres proches. On suppose qu'il s'agit de pingos ("Pingo Like Features").

Les pingos terrestres sont concentrés dans la péninsule de Tuktoyaktuk et dans le delta du Mackenzie (figure 10). Ils sont dus à l'assèchement rapide de lacs en pergélisol. L'expansion du pergélisol dans les sédiments saturés de fond de lac provoque une accumulation de la pression de l'eau d'infiltration suffisante pour permettre la croissance d'un pingo. La pression hydraulique parvient souvent à soulever le pingo et à introduire dans celui-ci une lentille de glace. L'expulsion de l'eau de la lentille occasionne une dégradation du pingo, qui se manifeste d'abord au sommet, tel qu'il est illustré à la figure 11 (Mackay, 1979).

C'est la présence du noyau de glace résiduel qui indique que les formes submergées découvertes en mer de Beaufort seraient également des pingos (genèse identique).

Un rapport de 1971 (Shearer et al.) indiquait la localisation de 78 "pingos" d'environ 400 m de diamètre et 30 m de haut avec le plus souvent une dépression du sommet d'environ 10 m.

La figure 11 nous montre le profil type d'un de ces pingos.

4.1.2 Les différents types de pingos et leur localisation

Deux études complémentaires ont été menées dans les années 1980-1981 afin, d'une part, d'établir les probabilités d'occurrence des pingos (Shearer et Meagher, 1981) et, d'autre part, d'étudier, par des moyens acoustiques, la morphologie des structures déjà repérées (Simpkin, 1980).

D'une manière très générale, on peut dire que la zone présentant la plus forte probabilité de présence de pingos s'étend de la baie du Mackenzie au cap Bathurst sur une largeur de 12 km depuis la côte et dans des profondeurs d'eau pouvant aller jusqu'à 70 m, soit environ 20 000 km^2 (voir la figure 12). La taille de la zone à couvrir justifie à elle seule l'emploi d'un matériel non conventionnel.

En étudiant leur genèse, Shearer et Meagher (1981) ont établi quatre classes de pingos (A, B, C et D) dont deux sont susceptibles d'être décelées à l'aide d'un R.O.S. (les deux autres ne produisant

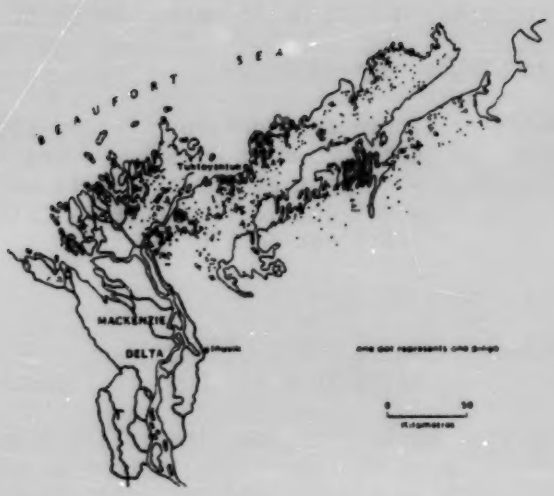


Figure 10 Répartition des pingos de la péninsule de Tuktoyaktuk et de la région du delta du Mackenzie (d'après Mackay, 1962)

Figure 11 Le pingo no 18 (le pingo Ibyuk) d'après Mackay (1979)

présumément pas de modification de l'état de surface océanique dans des conditions courantes d'état de la mer). Ce sont:

a) Les pingos de type A:

morphologie: forme cylindrique diamètre: 100 m
hauteur: entre 20 m et 40 m pente: 1/3
localisation: - de part et d'autre de la baie du Mackenzie;
- suivant la limite de la plate-forme continentale à l'est du 136e méridien.

b) Les pingos de type C:

diamètre: entre 400 m et 800 m
hauteur: entre 10 m et 30 m pente: 1/10

La figure 13 montre les localisations présumées de ces deux types de formation. On voit que dans la zone de pingos, la profondeur de l'eau en rupture de la plate-forme continentale est de 80 m, qu'elle varie de 30 m à 70 m sur la plate-forme continentale et de part et d'autre de la baie du Mackenzie. Le tableau 1 résume les conditions d'occurrence de chaque type de pingo.

Le problème se résume donc à détecter des formes submergées de 10 m à 40 m de hauteur dans des profondeurs d'eau de 30 m à 80 m.

Sachant maintenant qu'il faut que la longueur d'onde soit au moins égale au double de la hauteur de la masse d'eau pour être influencée par les modifications bathymétriques, on peut d'ores et déjà conclure que **l'une des conditions à la détection des pingos, par la modulation angulaire des ondes de surface, est que la longueur d'onde des vagues de surface soit supérieure à 50 m.**

Type de pingo	Profondeur de l'eau (m)	Hauteur (m)	Diamètre (m)	Pente
A	30 à 80	20-40	100	1/3
C	30 à 70	10-30	400-800	1/10

Tableau 1 Résumé des caractéristiques des pingos immergés

4.1.3 Les conditions de surface près de Tuktoyaktuk

Sachant la condition limite imposée aux vagues de surface ($L > 50$ m), le problème demeure de savoir si cette condition est réalisable au large de la péninsule de Tuktoyaktuk, c'est-à-dire si les conditions météorologiques généralement présentes sur la zone et la dimension du fetch permettent de produire de tels systèmes de vagues.

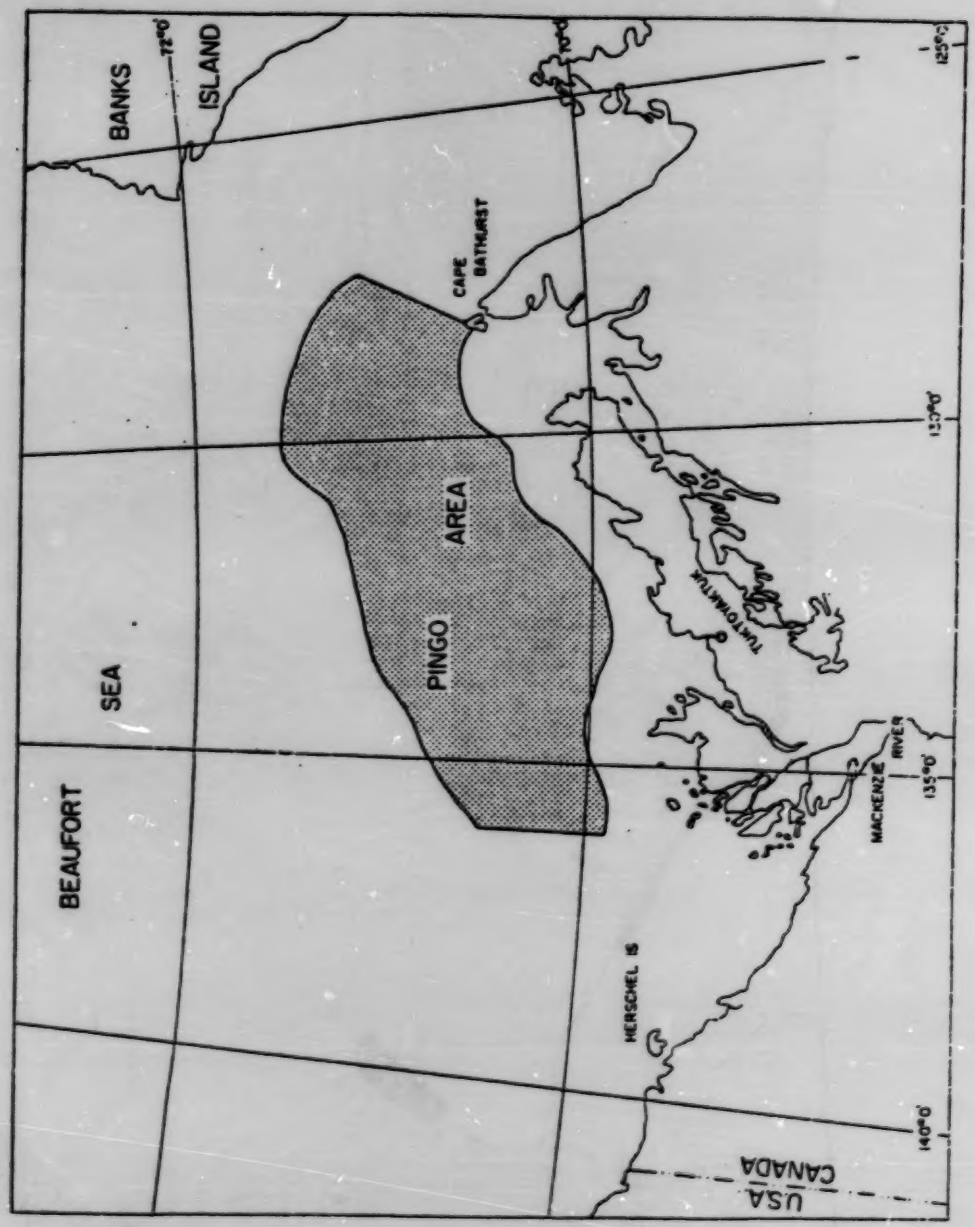


Figure 12 Plan de localisation de la région où l'on devrait rencontrer des pingos immergés (Simpkin, 1980)

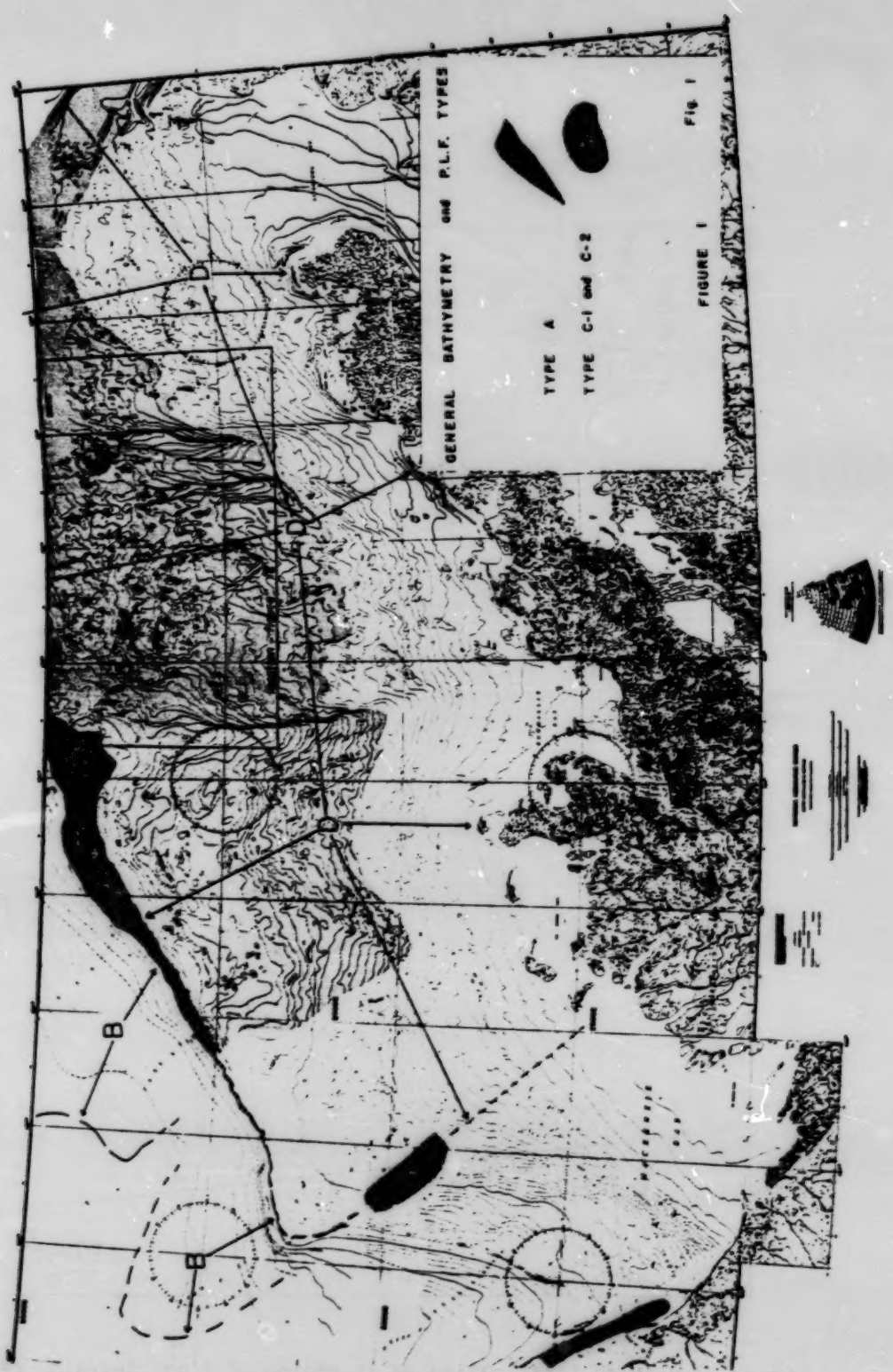


Figure 13 Plan de localisation des pingos de types A et C (Shearer, 1981)

4.1.3.1 Etude des conditions aux stations d'observation

Nous allons étudier l'ensemble des conditions de vagues pour la zone d'étude à partir des données (relevés de Pêches et Océans Canada) de deux stations: CAN MAR 1 (Ukalerk) et CAN MAR 2 (Kopanoar), en opération durant les étés 1977 et 1978 (ce qui correspond à la période d'acquisition de données du radar à ouverture synthétique du satellite Seasat A).

Chaque station sera étudiée séparément et les résultats obtenus seront discutés en fonction de la localisation de chacune des stations sur la carte bathymétrique.

A) La station 192: CAN MAR 1 (Ukalerk)

Les coordonnées et les périodes d'acquisition de données de la station d'étude étaient:

a) en 1977:

latitude: 70° 11' 18" N
longitude: 132° 45' 12" O
profondeur de l'eau: 34 m
période d'acquisition: 1977-08-07 à 1977-10-02

b) en 1978:

latitude: 70° 10' 03" N
longitude: 132° 44' 00" O
profondeur de l'eau: 31 m
période d'acquisition: 1978-07-22 à 1978-10-04

Le tableau 2 indique la moyenne mensuelle des périodes des vagues relevées à ces stations.

On constate que la période des ondes la plus probable est centrée autour de 5 secondes et que celle-ci est obtenue durant les mois de septembre et octobre. Les périodes les plus longues surviennent en octobre.

Les diagrammes apparaissant aux figures 14 et 15 donnent les fréquences d'occurrence des différentes périodes de vagues pour chacune des deux années.

Par ailleurs, les diagrammes apparaissant aux figures 16 et 17 montrent les fréquences d'occurrence des hauteurs significatives des vagues observées en fonction de la période, tandis que le tableau 3 présente la moyenne mensuelle des hauteurs significatives des vagues relevées.

On constate à l'examen des différents diagrammes qu'environ 25% des vagues observées ont une hauteur significative supérieure ou égale à 1 m. Le tableau des moyennes mensuelles indique que des vagues d'une telle hauteur surgissent en octobre ou septembre.

Année	Mois	Nombre d'observations	Période moyenne (s)	Longueur d'onde (m)
1977	août	191	5,18	42
	septembre	235	5,16	41
	octobre	12	5,88	54
1978	juillet	24	2,79	12
	août	63	4,22	28
	septembre	66	5,11	41
	octobre	24	5,53	48
Moyenne des deux années	juillet		2,79	12
	août		4,70	34
	septembre		5,13	41
	octobre		5,70	51

Tableau 2 Moyennes mensuelles des périodes de vagues à la station Ukalerk

Année	Mois	Nombre d'observations	Hauteurs significatives (en mètres)
1977	août	191	0,70
	septembre	235	0,85
	octobre	12	1,30
1978	juillet	24	0,21
	août	63	0,41
	septembre	66	0,76
	octobre	24	1,13
Moyenne des deux années	juillet		0,21
	août		0,56
	septembre		0,80
	octobre		1,21

Tableau 3 Moyennes mensuelles des hauteurs significatives des vagues à la station Ukalerk

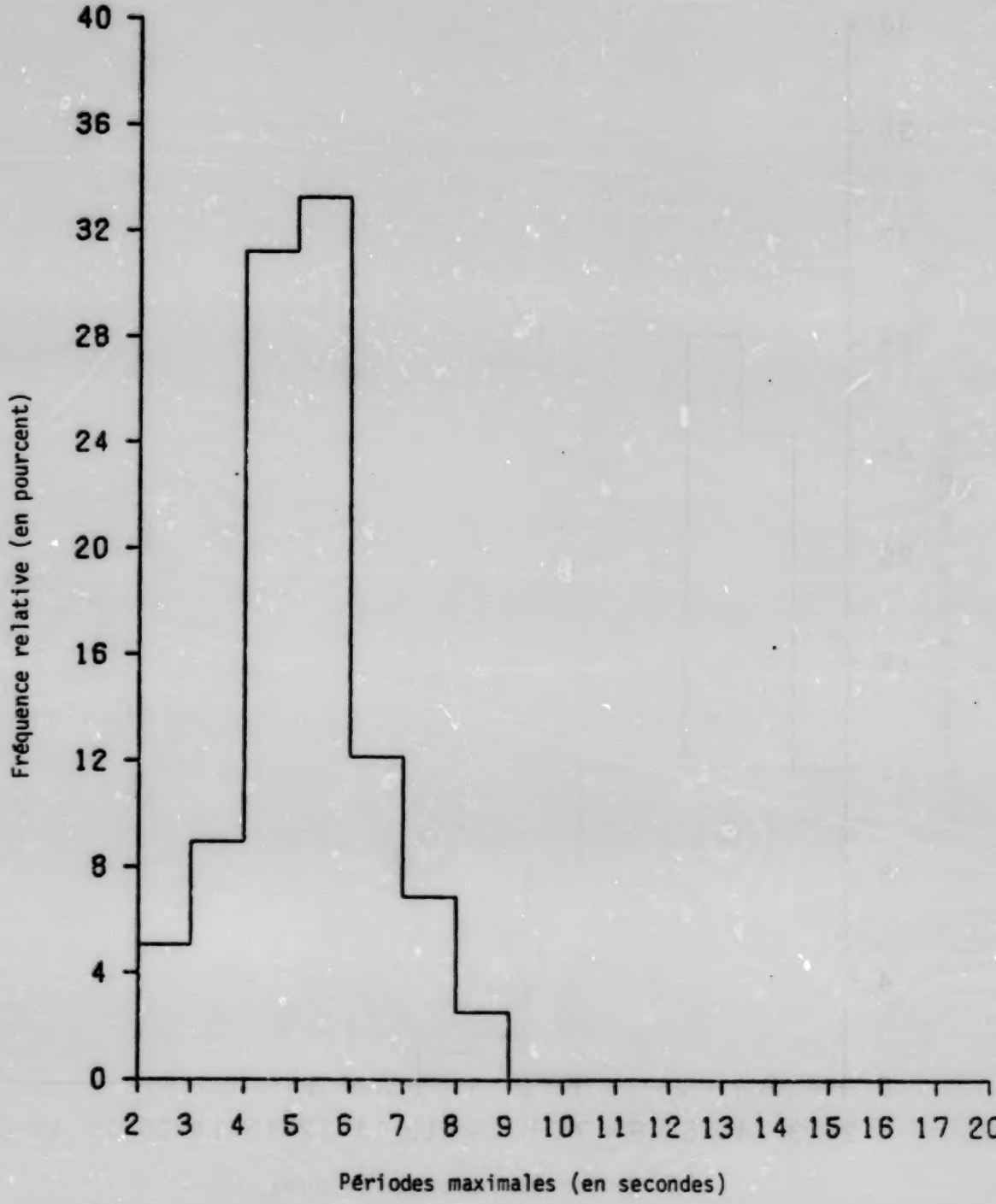


Figure 14 Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 192 en 1977 (Source: Pêches et Océans)

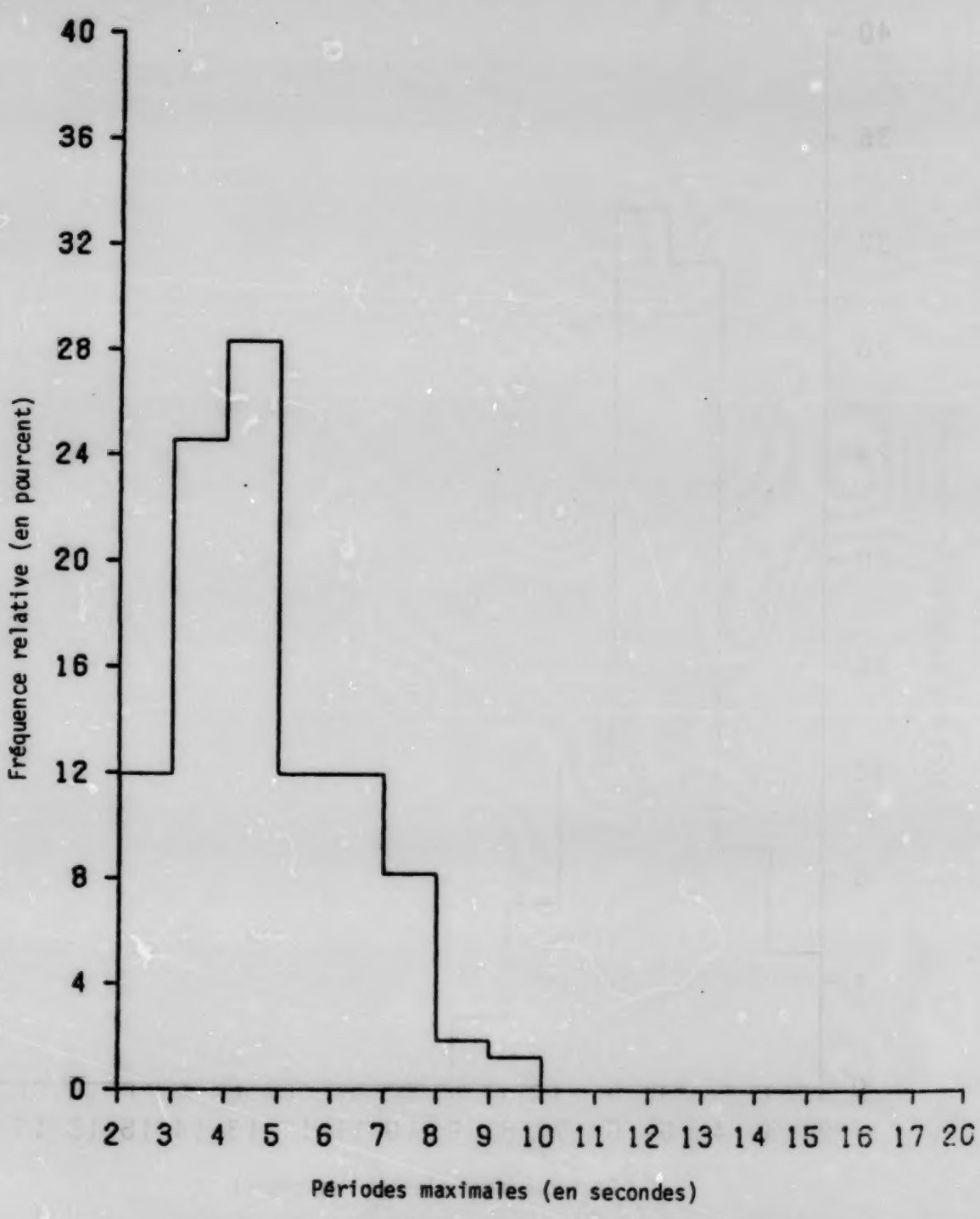


Figure 15 Fréquence relative d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 192 en 1978 (Source: Pêches et Océans)

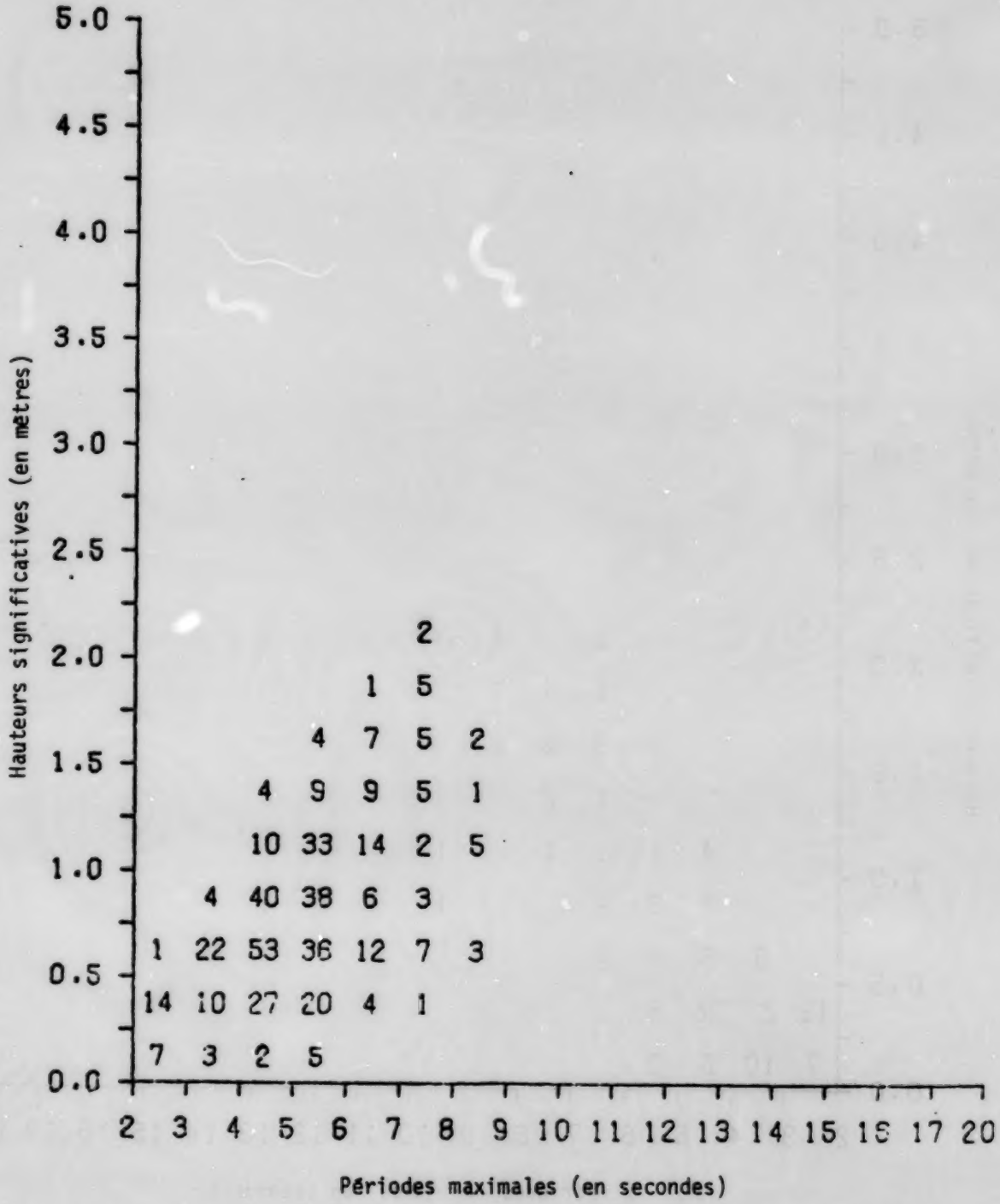


Figure 16 Fréquence relative d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 192 en 1977 (Source: Pêches et Océans)

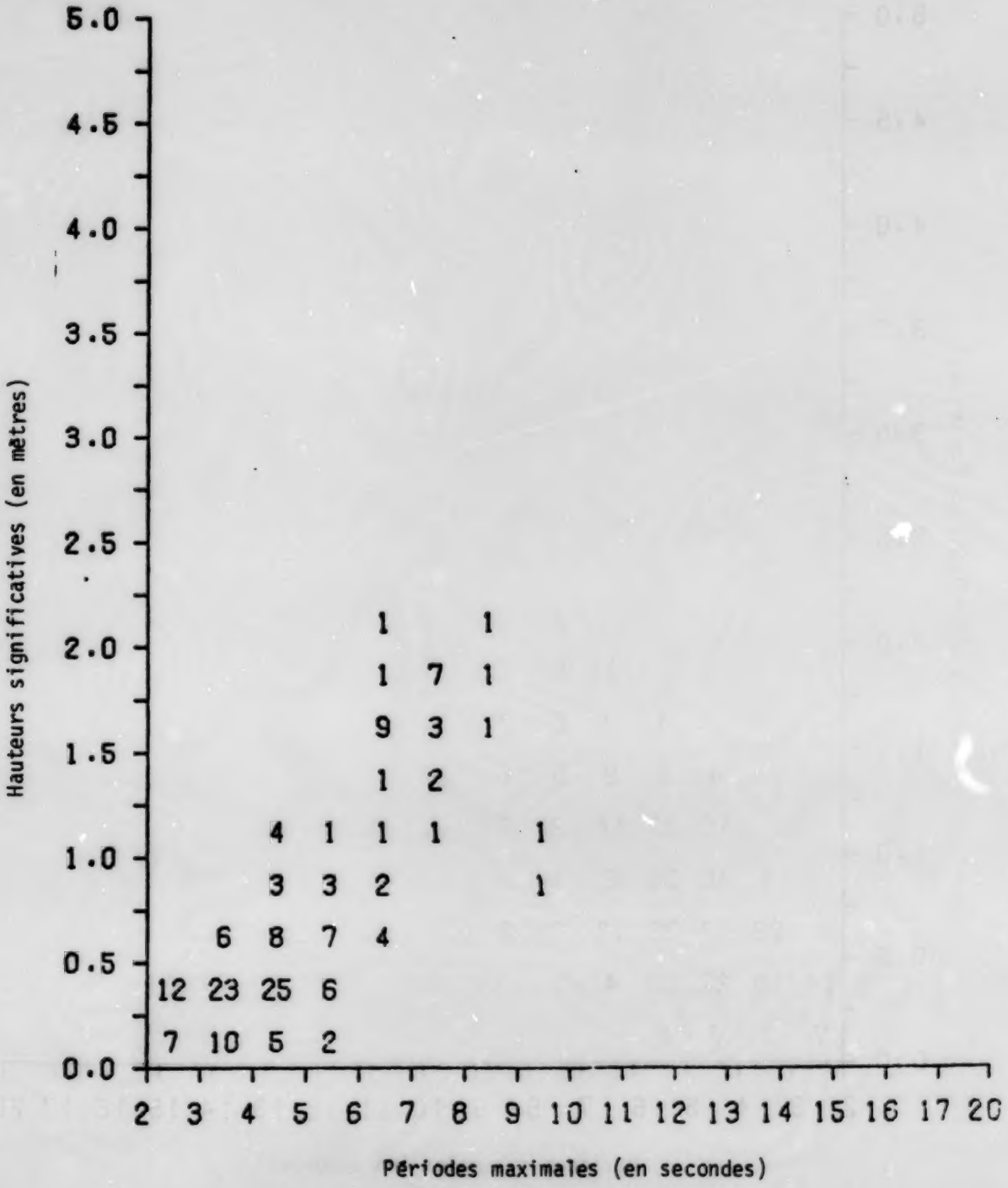


Figure 17 Fréquence relative d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 192 en 1978 (Source: Pêches et Océans)

B) La station 193: CAN MAR 2 (Kopanoar)

Les coordonnées et les périodes d'acquisition de données de la station d'étude étaient:

a) en 1977:

latitude: 70° 23' 54" N
longitude: 135° 06' 00" O
profondeur de l'eau: 64 m
période d'acquisition: 1977-08-07 à 1977-10-01.

b) en 1978:

latitude: 70° 22' 54" N
longitude: 135° 05' 36" O
profondeur de l'eau: 57,3 m
période d'acquisition: 1978-09-02 à 1978-10-04.

Les diagrammes apparaissant aux figures 18 et 19 donnent les fréquences d'occurrence des différentes périodes de vagues pour chacune des deux années, tandis que le tableau 4 indique la moyenne mensuelle des périodes des vagues relevées à ces stations.

On constate ici que la période la plus probable se situe aux environs de 6 secondes. Les périodes les plus longues sont survenues en octobre et en septembre.

Par ailleurs, les diagrammes apparaissant aux figures 20 et 21 montrent les fréquences d'occurrence des hauteurs significatives des vagues observées en fonction de la période, tandis que le tableau 5 présente la moyenne mensuelle des hauteurs significatives des vagues relevées. On constate à l'examen des ces diagrammes que pour la moyenne des deux années, plus de 50% des vagues observées ont une hauteur significative supérieure ou égale à 1 m. Le tableau des moyennes mensuelles indique que ces vagues surviennent durant les mois de septembre et d'octobre.

D'une manière très générale, on peut conclure que pour les deux stations d'observation, les vagues ayant les plus fortes longueurs d'onde et les hauteurs les plus importantes apparaissent au cours des mois de septembre et d'octobre. Ces mois seraient donc considérés, a priori, comme des périodes favorables à l'acquisition des données dans cette zone.

Année	Mois	Nombre d'observations	Période moyenne (s)	Longueur d'onde (m)
1977	août septembre octobre	197 237 3	5,15 5,37 7,09	41 45 78
1978	septembre octobre	217 23	6,24 6,23	61 61
Moyenne des deux années	août septembre octobre		5,15 5,80 6,70	41 52 70

Tableau 4 Moyennes mensuelles des périodes de vagues à la station Kopanoar

Année	Mois	Nombre d'observations	Hauteurs significatives (en mètres)
1977	août septembre octobre	197 237 3	0,95 1,10 1,58
1978	septembre octobre	217 23	1,27 1,42
Moyenne des deux années	août septembre octobre		0,95 1,18 1,50

Tableau 5 Moyennes mensuelles des hauteurs significatives des vagues à la station Kopanoar

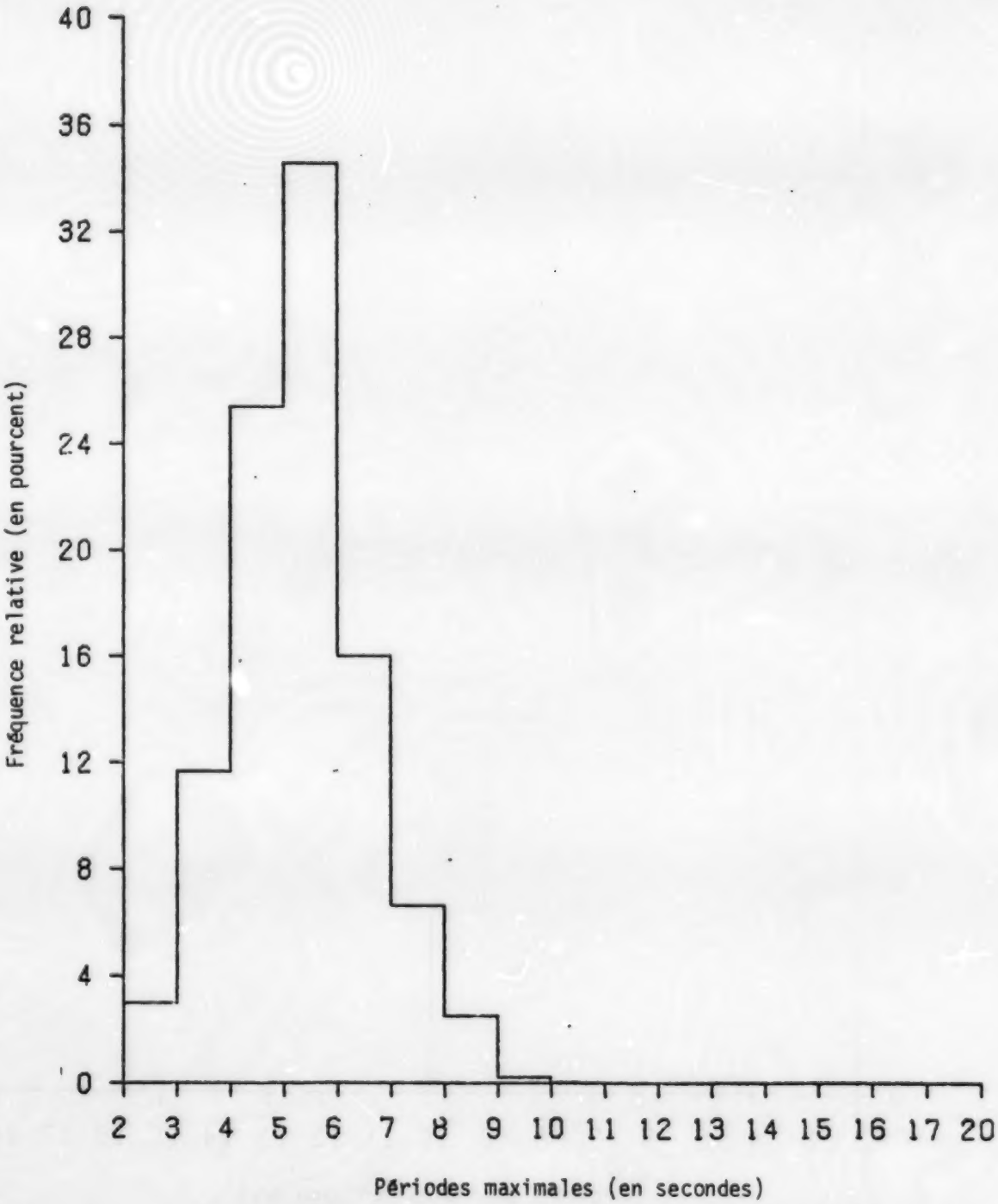


Figure 18 Fréquence d'occurrence des périodes maximales des ondes à la station 193 en 1977 (Source: Pêches et Océans)

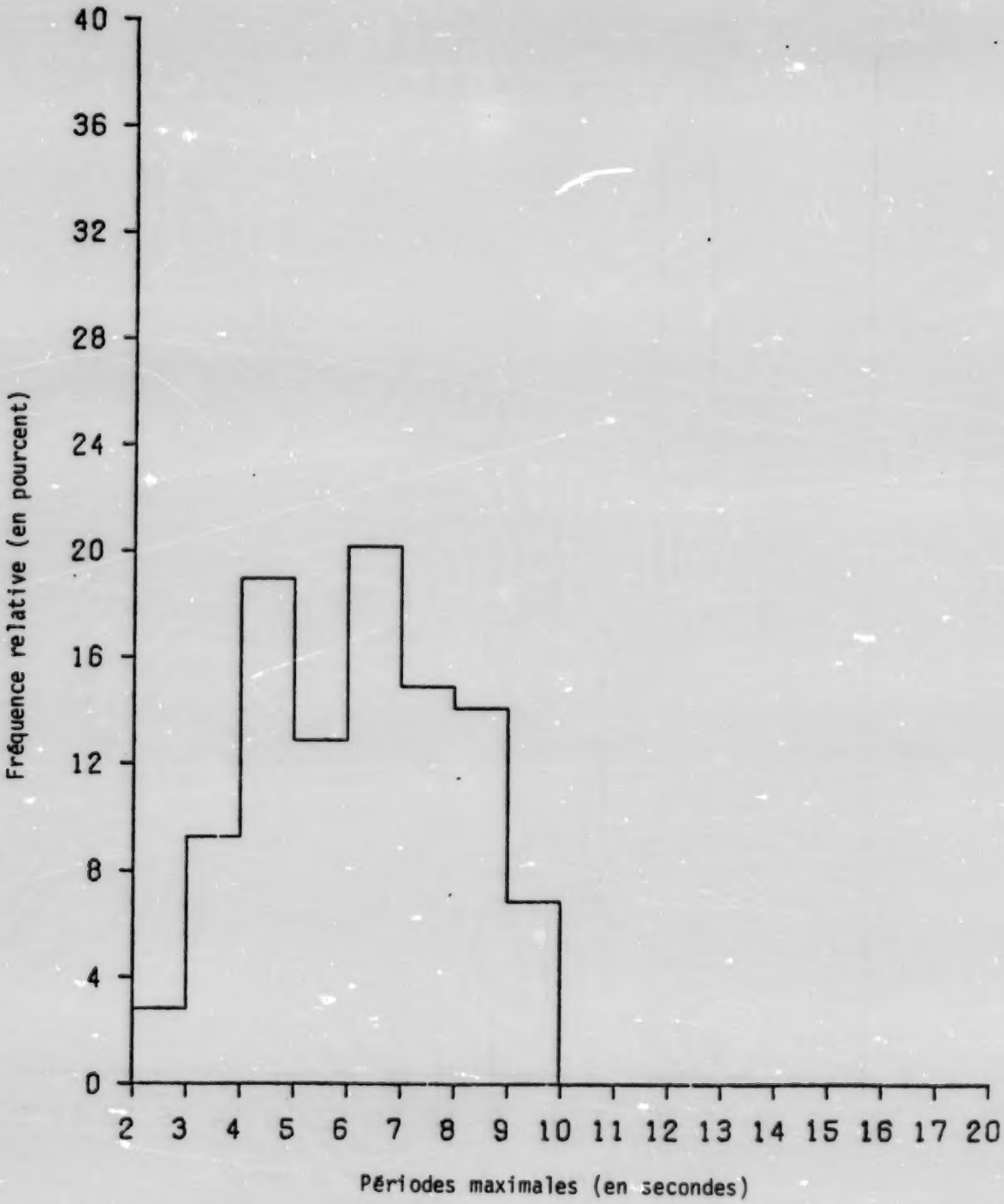


Figure 19 Fréquence d'occurrence des périodes maximales des ondes (station 193) en 1978 (Source: Pêches et Océans)

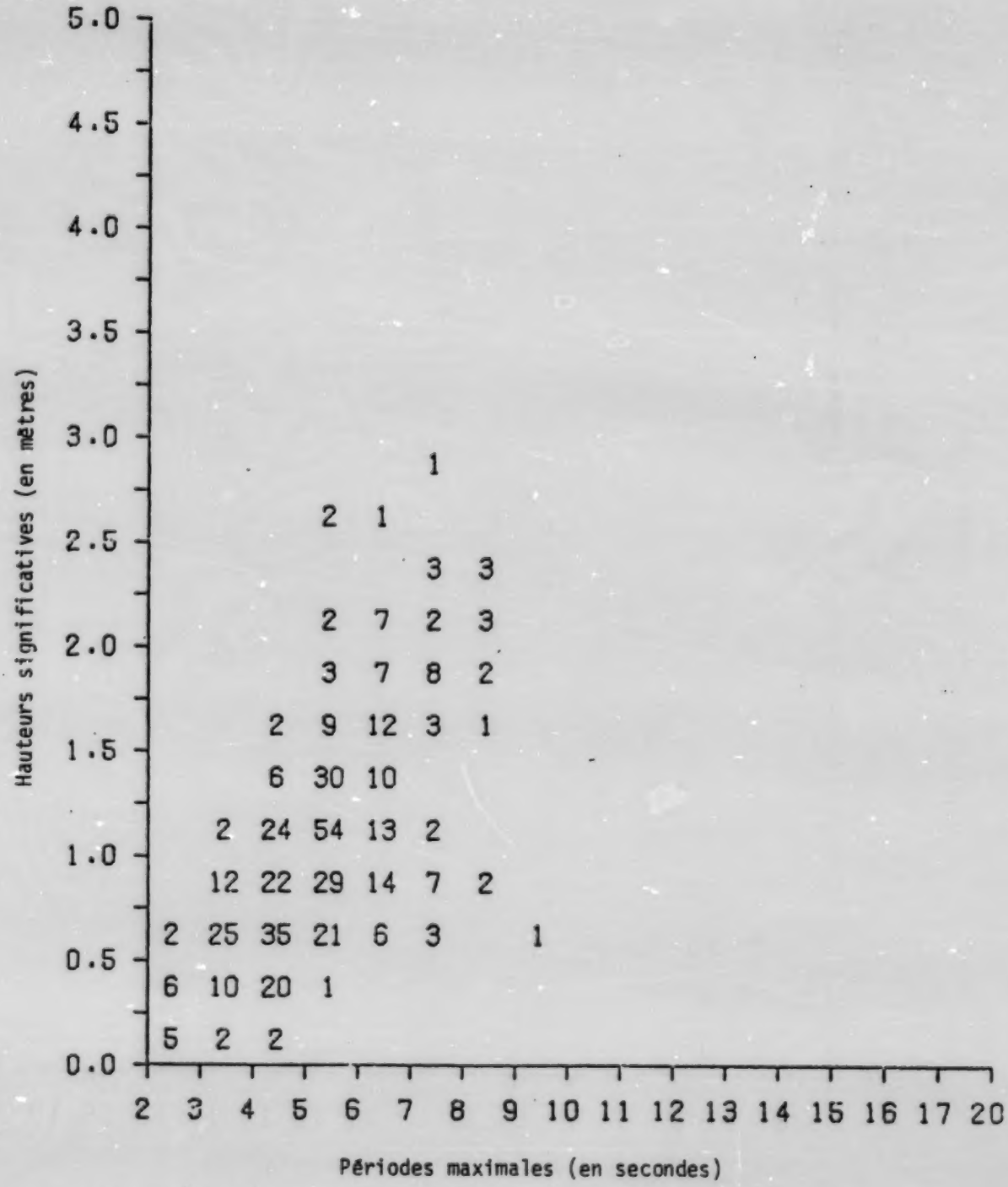


Figure 20 Fréquence d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 193 en 1977 (Source: Pêches et Océans)

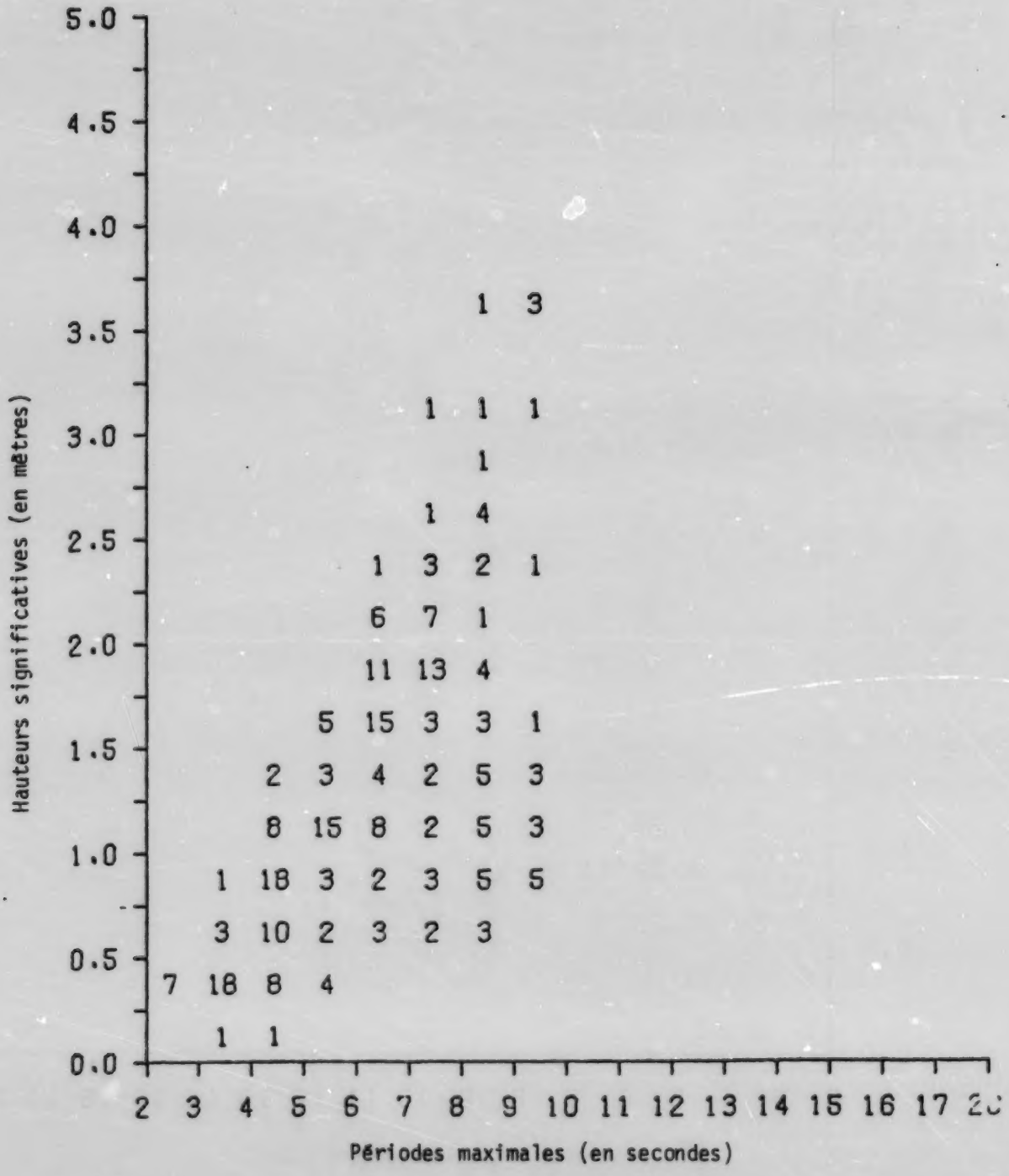


Figure 21 Fréquence d'occurrence des hauteurs de vagues à la station 193 en 1978 (Source: Pêches et Océans)

4.1.4 Modélisation

Afin d'établir un modèle de conditions de vagues pour toute cette zone, les conditions moyennes à ces deux stations ont été retenues pour les mois de septembre et d'octobre (les plus favorables), ainsi que la carte bathymétrique de la zone d'étude (carte apparaissant à la figure 12).

Station	Latitude	Longitude	A	B	C	D
Ukalerk	70°11'	132°45'	32 m	5,43 s	46 m	1 m
Kopanoar	70°23'	135°06'	60 m	6,25 s	61 m	1,3 m

Légende: A: Profondeur; B: Période de vagues; C: Longueur d'onde; D: Hauteur significative.

Tableau 6 Conditions aux stations Ukalerk et Kopanoar

Ce sont ces conditions qui vont nous permettre d'estimer les possibilités d'utilisation du radar à ouverture synthétique pour la détection des pingos. Les conditions à la station d'Ukalerk représentent les conditions de vagues dans la profondeur d'eau minimale de la zone d'étude (environ 30 m).

Si l'on établit la limite des vagues d'eau profonde à partir de la formule: $d = 1/2\ \lambda$, on a:

$d < 1/2\ \lambda$	$d \geq 1/2\ \lambda$
eau moins profonde	eau profonde

On constate que les systèmes de vagues en présence à Kopanoar (λ = 60 m) possèdent une longueur d'onde inférieure à deux fois la profondeur (60 m < 2 x 60 m): cette station se situe donc en eau profonde pour le système de vagues considéré. La limite d'eau profonde sera atteinte pour:

$$d = 1/2\ \lambda \quad \text{soit pour} \quad d = 30 \text{ m}$$

4.2 Les données de télédétection

L'entente originale prévoyait que nous fassions l'analyse des images acquises à l'été 1982 par le Centre canadien de télédétection à l'aide de leur système radar SAR-580. Après bien des péripéties, nous avons finalement découvert, à notre grande consternation, que la mission avait effectivement été réalisée mais qu'aucune donnée numérique n'avait été recueillie au-dessus de la région d'étude, par suite d'un manque de rubans magnétiques. Il ne restait donc de cette mission, qu'une série de clichés créés en temps réel à bord de l'avion et dont la qualité de permettait pas de mener des analyses poussées.

Nous avons donc demandé à l'organisme RADARSAT de nous faire savoir s'il serait possible d'obtenir des images numériques captées par le satellite SEASAT en 1978. En novembre 1983, nous apprenions qu'aucune image exempte de glace n'avait été créée au-dessus de la zone d'étude. Nous avons cherché à savoir si une image radar provenant de ce satellite n'aurait pas été créée pour une autre région de la mer de Beaufort où, sans qu'il y ait de carte bathymétrique établie, on soupçonne quand même la présence de pingos. Les recherches effectuées en ce sens semblent indiquer qu'aucune image n'existe pour toute région jugée favorable à la présence de pingos.

Par conséquent, aucune image R.O.S. numérique ne semble exister de ce territoire, du moins à une période où il n'y a pas de glace, et nous avons donc dû nous limiter à une étude théorique du sujet.

5. ANALYSE DES DONNEES

5.1 Effets des pingos sur la surface

Ayant déterminé les paramètres de surface que l'on peut raisonnablement trouver dans la zone et les types de pingos en place, nous avons tenté d'établir, à l'aide d'outils mathématiques, l'importance des modifications induites.

Pour cela, nous avons numérisé les profils du fond pour huit cas type de pingos. Une simulation de l'arrivée de quatre périodes de vagues de 4, 5, 6 et 7 secondes sur ces pingos a ensuite été réalisée à l'aide d'un modèle mathématique décrit ci-après. Cette simulation visait à établir la variation de la direction de propagation des vagues au passage du pingo ainsi que les modifications des longueurs d'onde des vagues.

Les 8 cas étudiés résultaient de la combinaison de 2 pingos de tailles différentes placés dans 4 profondeurs d'eau différentes:

a) pingo 1: hauteur: 45 m; diamètre: 300 m
b) pingo 2: hauteur: 15 m; diamètre: 100 m
c) bathymétrie: profondeurs: 45 m, 50 m, 55 m et 60 m.

Ces deux pingos ont été choisis comme cas limites des pingos que l'on peut raisonnablement trouver dans la zone d'étude.

5.1.1 Description du modèle mathématique utilisé

Le modèle mathématique utilisé est fondé sur la théorie des radiations. Cette théorie, tirée des lois de l'optique géométrique, constitue le moyen le plus simple de traiter de la réfraction des vagues et de l'effet de profondeur; elle s'appuie sur les hypothèses suivantes:

- l'énergie entre les orthogonales demeure constante;
- la direction de propagation des vagues est perpendiculaire au front d'onde;
- seule la profondeur de l'eau influence la vitesse de propagation des ondes, aussi appelée vitesse de phase;
- les vagues sont de faible amplitude et monochromatiques;
- il n'y a pas de brusque variation de la bathymétrie;
- on néglige les courants, la réflexion, la turbulence, le frottement sur le fond et le déferlement des vagues.

De cette théorie, on peut tout d'abord extraire les équations qui gouvernent le cheminement des orthogonales en fonction du temps:

$$\frac{dx}{dt} = C \cos A$$

$$\frac{dy}{dt} = C \sin A$$

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial C}{\partial x} \sin A - \frac{\partial C}{\partial y} \cos A$$

où x et y sont les coordonnées cartésiennes d'un point de l'orthogonale dans le plan de la surface de l'eau;
A est l'angle entre l'axe des x et un élément de trajectoire s;
t représente le temps;
C est la vitesse de propagation de l'onde (voir la figure 22).

Afin de déterminer la hauteur des vagues le long d'une orthogonale, on peut établir une quatrième équation qui permet de trouver le facteur de séparation des orthogonales. Exprimée en fonction du temps, cette formule s'écrit:

$$\frac{d^2\beta}{dt^2} + P_t \frac{d\beta}{dt} + g_t \beta = 0$$

où $$P_t = -2\left(\frac{\partial C}{\partial x} \cos A + \frac{\partial C}{\partial y} \sin A\right)$$

et $$g_t = C\left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \sin^2 A - \frac{\partial^2 C}{\partial x \partial y} 2 \sin A \cos A + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \cos^2 A\right)$$

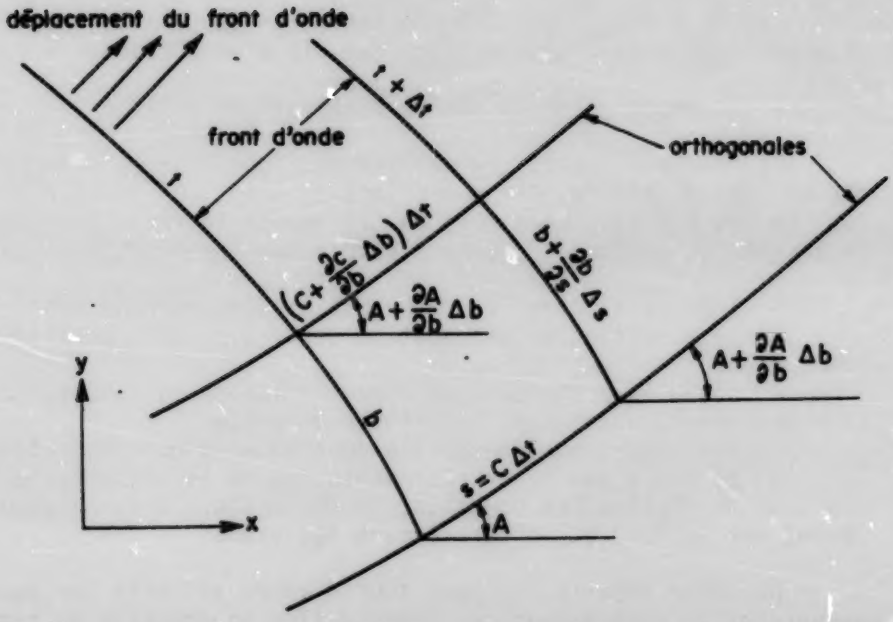


Figure 22 Vue en plan d'un élément de surface

et où par définition (voir la figure 22):

$$\beta = \frac{b}{b_o}$$

β est le facteur de séparation des orthogonales;
b est la distance entre deux orthogonales;
b_o est la distance entre deux orthogonales à la limite d'eau profonde. Nous avons donc, à l'origine:

$$x = x_o \qquad y = y_o \qquad A = A_o$$

$$\beta = \beta_o = 1 \qquad \text{et} \qquad \frac{d\beta}{dt} = C_o K_o$$

si K_o est la courbure initiale du front d'onde.

En eau profonde:

$$K_o = 0 \text{ et } \frac{d\beta}{dt} = 0$$

En supposant que P_f et P_i représentent respectivement les pertes d'énergie par unité de surface et de temps dues au frottement et à l'infiltration, on peut dire que la perte d'énergie en terme de puissance (P) transmise à travers une section verticale b H entre deux orthogonales s'exprime par:

$$(P_f + P_i)\, b\, s = [P\, b - \Delta(P\, b)] - P\, b$$

avec

$$P_f = \frac{4}{3}\pi^2 \frac{\rho\, H^3\, f}{T^3\, sh^3(k\, d)}$$

et

$$P_i = \frac{4\pi^2}{\nu T^2} \frac{g\, p\, H^2}{sh\,(2\, k\, d)}$$

où sh désigne le sinus hyperbolique;
ρ est la densité de la masse d'eau;
ν est la viscosité cinématique de l'eau de mer;
d est la profondeur de l'eau;
k est le nombre d'onde des vagues;
f est l'indice de frottement;
g est la gravité terrestre (= 9,81 m-s^{-2});
p est le coefficient de perméabilité (loi de Darcy);
H est la hauteur des vagues;
T est la période des vagues.

Si s devient très petit, on obtient:

$$\frac{\partial(P\, b)}{\partial s} = -\,(P_f + P_i)\, b$$

Sachant que l'énergie d'une vague par unité de surface horizontale est donnée par:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \qquad g = 9{,}81 \text{ m/s}^2$$

Cette énergie est transmise à travers une unité de surface verticale à la vitesse de groupe C_g. On a donc:

$$P = E C_g$$

La vitesse de groupe varie avec la profondeur d'eau:

$$C_g = n C$$

où n est le rapport entre la vitesse de groupe et la vitesse de phase définie précédemment:

$$n = \frac{1}{2}\left[1 + \frac{2 k d}{\text{sh } (2 k d)} \right]$$

La puissance transmise peut alors être exprimée comme suit:

$$P b = E C_g b = \frac{1}{8} \rho g H^2 b n C$$

et en eau profonde:

$$P_o b_o = \frac{1}{8} \rho g H^2 b_o n_o C_o$$

Le rapport de ces deux dernières équations donne:

$$\frac{H}{H_o} = \left(\frac{b_o}{b}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{n_o C_o}{n C}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{P b}{P_o b_o}\right)^{\frac{1}{2}}$$

On définit le coefficient de réfraction par la relation:

$$K_r = \left(\frac{b_o}{b}\right)^{\frac{1}{2}}$$

d'où

$$K_r = \left(\frac{1}{\beta}\right)^{\frac{1}{2}}$$

Par la théorie linéaire, on peut montrer que le coefficient de profondeur s'exprime par:

$$K_s = \left(\frac{n_o C_o}{n C}\right)^{\frac{1}{2}}$$

La vitesse de phase C en eau peu profonde est reliée à C_o par l'expression:

$$C = C_o \text{ th } (k d)$$

où th désigne la tangente hyperbolique. Sachant que $n_o = 1/2$ et en se servant des équations précédemment établies, on obtient:

$$K_s = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{2\,k\,d}{\mathrm{sh}(2\,k\,d)} \right) \mathrm{th}(k\,d)} \right]^{1/2}$$

On définit le coefficient du frottement-infiltration par:

$$K_{f,i} = \left(\frac{P_o\, b_o}{P\, b} \right)^{\frac{1}{2}}$$

En négligeant certains effets, on arrive à la formule finale:

$$k_{f,i} = \left[1 + \sum_{\Delta t = t_o}^{t} \frac{64\,\pi^3\, f\, H_o\, K_r\, K_s^3}{3\, g^2\, T^4\, \mathrm{sh}\,(k\,d)}\, C\, \Delta t \right]^{-1}$$

5.1.2 Analyse des résultats obtenus

On trouvera, à l'appendice 1, les diagrammes de sortie du modèle mathématique, sur les directions de propagation, pour les différentes conditions d'entrée.

On constate, à l'examen de ces diagrammes, que dans le cas du pingo 2, la modification induite est pratiquement nulle et ce, même pour le cas d'une eau peu profonde (d 45 m) et pour une longue période des vagues (T = 7 s). Ces conditions, et les dimensions connexes pingos/profondeur d'eau, représentent donc la limite des possibilités de détection de ces formes sous-marines par analyse des variations de la direction des ondes de surface qui s'y propagent librement.

Quant au pingo 1, son influence se traduit comme suit:

1) pour des périodes de 4 s et de 5 s, le pingo ne modifie pas la direction de propagation de la vague, sauf dans le cas d'intérêt mineur où le pingo affleure la surface;

2) pour des périodes de 6 s et de 7 s, le pingo induit une modification jusqu'à des profondeurs d'eau inférieures à 55 m.

Cette limite exclut donc les pingos de dimensions semblables situés en rupture de la plate-forme continentale.

On peut donc affirmer, à partir de ces premiers résultats, qu'un nombre restreint de pingos est susceptible d'introduire des modifications dans la direction de propagation des vagues, compte tenu des conditions d'état de la mer que l'on peut rencontrer dans cette région.

De même, nous avons calculé l'évolution des longueurs d'onde des vagues de surface. Pour cela, nous avons appliqué la formule suivante aux deux cas de pingos placés à des profondeurs différentes (voir la figure 23) et soumis au passage de vagues de périodes de 5 et de 6 secondes (L_o = 39 m et L_o = 56 m):

$$\frac{d}{L_o} = \frac{d}{L} \text{ th } \left[\frac{2 \pi h}{L}\right]$$

où L_o est la longueur d'onde de la vague en eau profonde,
L est la longueur d'onde au point considéré,
h est la profondeur de l'eau à ce point.

Le tableau 7 révèle les résultats des calculs effectués à l'aide de l'équation précédente pour les conditions types établies antérieurement.

On constate ici encore que l'influence du pingo de type 2 est négligeable sur les systèmes de vagues de périodes égales à moins de 6 secondes.

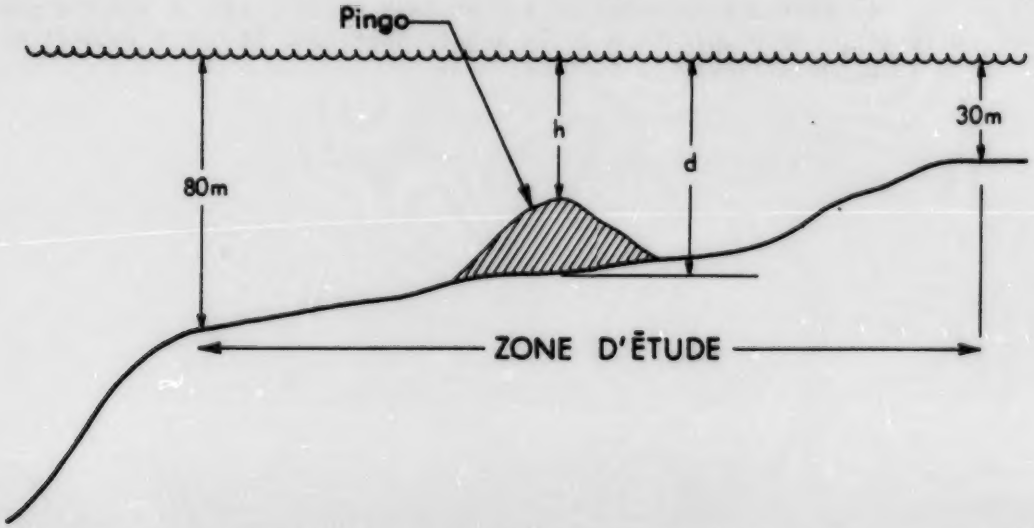


Figure 23 Schéma de la modélisation des modifications causées aux longueurs d'onde des vagues par les pingos

d (m)	h (m)	L_o (m)	$\frac{L}{m}$	$\frac{L-L_o}{m}$
PINGOS DE TYPE 1: hauteur = 45 m; diamètre = 300 m				
80	35	39	39	0
70	25	39	39	0
60	15	39	36	3
50	5	39	30	9
80	35	56	56	0
70	25	56	54	2
60	15	56	52	4
50	5	56	38	18
PINGOS DE TYPE 2: hauteur = 15 m; diamètre = 100 m				
60	45	39	39	0
50	35	39	39	0
40	25	39	39	0
30	15	39	36	3
60	45	56	56	0
50	35	56	56	0
40	25	56	54	2
30	15	56	52	4

Tableau 7 Résultats de la modélisation des effets des pingos immergés sur les longueurs d'onde des vagues

Quant aux pingos de type 1, leur influence est imperceptible au-delà de la plate-forme continentale (d = 80 m) et ne devient tangible qu'à partir d'une profondeur de 60 m. La variation de longueur d'onde se situerait alors dans un intervalle de 3 m à 10 m environ.

5.1.3 Etude sur modèle réduit

En parallèle à ce travail de modélisation mathématique, nous avons utilisé les équipements du laboratoire d'hydraulique du département de génie civil pour effectuer des essais sur modèle réduit à l'échelle du centième (profondeurs d'eau variant de 45 cm à 60 cm). Deux caméras Hasselblad (70 mm) équipées de lentilles à grand angulaire furent fixées au plafond du laboratoire afin de produire des couples stéréoscopiques de la surface de l'eau. Neuf (9) repères, sous forme de

tiges plantées dans le bassin et dont les pointes émergeaient de l'eau, ont servi de points de contrôle pour la reconstitution photogrammétrique. Nous pouvions ainsi reconstituer la surface en trois dimensions à l'aide des équipements de stéréorestitution du département de photogrammétrie.

Le batteur à houle fut réglé pour les conditions de vague à l'échelle du modèle, conditions que nous avons établies à la section précédente, et des particules insubmersibles furent finalement lancées sur l'eau pour pouvoir visualiser la surface liquide à l'aide d'un éclairage rasant. Un premier modèle formé d'un pingo d'un mètre de diamètre et de 20 cm de hauteur fut construit et testé. La figure 24 donne un exemple de stérécouple produit à l'aide de ce montage.

L'analyse préliminaire de ces essais, effectués dans les mêmes conditions de simulation que précédemment, n'a pas permis de mettre en lumière, de façon qualitative, des modifications importantes de la surface de l'eau dues à la présence du pingo immergé. Compte tenu de l'ampleur des moyens nécessaires à la réalisation de tels essais, et de ces essais négatifs, nous n'avons pas poussé plus loin nos travaux, bien qu'il aurait été intéressant d'ajouter du courant pour étudier les effets possibles de la modulation hydrodynamique.

5.2 Limitations de l'étude théorique

Notre analyse théorique se termine donc sur des conclusions pessimistes en ce qui a trait au potentiel de localisation des pingos dans la mer de Beaufort, **à partir d'une analyse spectrale des ondes de surface causées par la modulation angulaire des ondes de Bragg par les vagues.**

Comme nous le notions à la section 2.2 de ce rapport, à la page 9, deux autres causes possibles peuvent altérer la rugosité de la surface de la mer: la modulation hydrodynamique et la modulation de vitesse de groupe. Bien que nous estimions, à la lumière des connaissances accumulées sur ces phénomènes et des conditions environnementales existant dans la mer de Beaufort, que ces phénomènes aient peu de chances de produire des modifications sensibles de la surface de la mer, il faut observer une certaine prudence dans la formulation d'une telle conclusion en raison des limites de nos connaissances de ces phénomènes beaucoup moins bien connus que ceux associés à la modulation angulaire.

Pour éliminer tout doute à ce sujet, il faudrait vraiment se tourner vers une étude empirique et effectuer l'analyse d'images de la région d'étude dans des conditions de marée et de vent les plus favorables. Dans ce cas, toutefois, il faudrait s'assurer que des images radar numériques de haute qualité puissent être acquises, car l'amplitude des modifications qui pourraient être induites devrait se situer aux environs des limites du bruit des systèmes imageurs actuels.

Figure 24 Exemple de stéréocouples de la surface de l'eau obtenus dans les essais sur modèle réduit

6. CONCLUSIONS

Bien que le radar à ouverture synthétique puisse permettre de détecter des modifications de la bathymétrie des fonds marins, et que ce potentiel ait été mis en pratique en plusieurs endroits, les conditions particulières associées à la mer de Beaufort nous font conclure que son emploi semble assez problématique pour la détection des pingos dans cette région.

D'une part, parce que les conditions océanographiques favorables se situent dans la limite inférieure des conditions permettant d'obtenir une détection possible de ces formes submergées. De plus ces conditions minimales ne sont présentes dans la zone que pendant une faible période de temps, durant les mois de septembre et octobre.

D'autre part, parce que les modifications induites sont si faibles que, compte tenu de l'erreur associée à la détermination des caractéristiques spectrales (longueur d'onde et direction) des ondes de surface par analyse de Fourier, il est peu probable que l'on puisse extraire ce faible signal dans les images radar.

Il est néanmoins possible qu'une étude plus poussée sur la création putative de vagues internes permette d'établir que ce phénomène puisse être corrélé avec la présence de pingos. Cela reste cependant à prouver, aussi bien expérimentalement que théoriquement.

En raison de ces résultats, nous estimons qu'une étude des courants dans la mer de Beaufort devrait précéder, ou du moins compléter, la poursuite de toute étude du potentiel de détection des pingos à l'aide de radars à ouverture synthétique.

OUVRAGES CITES

ALPERS, Werner. "Ocean Current Measurements by an L Band Two Frequency Microwave Scatterometer", Radio-Science, vol. 16, no 1, (1981), p. 93-100.

ALPERS, W., D.B. ROSS and C.L. RUFENACH. "On the Detectability of Ocean Surface Waves by Real and Synthetic Aperture Radar", Journal of Geo. Research, vol. 86, no C7, (July 1981), p. 6481-6498.

BEAL, R.C., D.G. TILLEY and F.M. MONALDO. "Large and Small Scale Spatial Evolution of Digitally Processed Ocean Wave Spectra from Seasat Synthetic Aperture Radar", Journal of Geophysical Research, vol. 88, no C3, (February 1983), p. 1761-1778.

BEAL, R.C., T.W. GERLING and D.E. IRVINE. "The Potential of SAR Directional Spectra in Operational Wave Forecasting", International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 83).

BROWN, W.E. "Radar Imaging of Ocean Surface Patterns", Journal of Geophysical Research, vol. 18, no 15, (May 1976), p. 2657-2667.

CROMBIE, D.D. "Doppler Spectrum of Sea Echo at 13-56 Mc./s.", Nature, vol. 175, (April 1955), p. 681-682.

DORRER, "Principe et performance des capteurs radar", Cartographie spatiale de la terre, C.N.E.S., (1981), p. 367-378.

ELACHI, C. "Models of Radar Imaging of the Ocean Surface Waves", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 25, no 1, (1977), p. 84-95.

KASISCHKE, Eric S., R.A. SHUSCHMAN and D.R. LYZENGA. "Detection of Bottom Features on Seasat Synthetic Aperture Radar Imagery", Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 49, no. 9, (Sept. 1983), p. 1341-1353.

MACKAY, J.Ross. "Pingos in the Pleistocene Mackenzie Delta Area", Ottawa, Geographic Bulletin, no. 18, (1962), p. 21, 63.

MACKAY, J.Ross. "Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula Area, Northwest Territories", Geogr. Phys. Quat., vol. 33, no 1, (1979), p. 3-61.

MOUCHOT, M.-C. "Analyse de la surface océanique à l'aide de l'énergie du R.O.S. de SEASAT". Thèse de maîtrise soumise à l'Université Laval, mars 1983.

RUFENACH, Clifford L. and W. ALPERS. "Imaging Ocean Waves by Synthetic Aperture Radar with Long Integration Time", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 29, no 3, (May 1981), p. 422-428.

SHEARER, Jim, R.F. MACNAB, B.R. PELLETIER and T.B. SMITH. "Submarine Pingos in the Beaufort Sea", Science, vol. 176, (1971), p. 816-818.

SHEARER, Jim and Lauchie MEAGHER. Pingo Correlation and Prediction Study, Institute of Ocean Sciences Sidney, B.C., Report 1981, 26 p.

SHUCHMAN, Robert Allan. Quantification of SAR Signatures of Shallow Water Ocean Topography. Ph. D. Thesis. Univ. of Michigan, MI, U.S.A. (1982).

SHUCHMAN, Robert A. and E.S. KASISCHKE. "The Detection of Oceanic Bottom Topographic Features Using Seasat Synthetic Aperture Radar Imagery", Erim 13th Symposium, vol. 3. p. 1277-1292.

SIMPKIN, P.G. Study on the Acoustic Target Strenght of the PFL's Found in the Beaufort Sea, Institute of Ocean Sciences Sidney, B.C., rapport 1980, 60 p.

THOMAS, M.H.B."The Estimation of Wave Height from Digitally Processed SAR Imagery", International Journal on Remote Sensing, vol. 3, no 1, p. 63-68.

ULABY, Fawwaz T., R.K. MOORE and A. FUNG. Microwave Remote Sensing: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, vol. II, Addison-Wesley publishing Compagny.

VALENZUELA, G.R. "Theories for the Interaction of Electromagnetic and Oceanic Waves: A Review". Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 61-85.

VESECKY, John F. and R.H. STEWART. "The Observaton of Ocean Surface Phenomena Using Imagery from the Seasat Synthetic Aperture Radar: An Assessment". Journal of Geophysical Research, vol. 87, no C5, (April 1982), p. 3397-3430.

VESECKY, John F., S.V. HSIAO, C.C. TEAGUE, O. SHEMDIN and S.S. PAWKA. "Radar Observations of Wave Transformations in the Vicinity of Islands", Journal of Geophys. Research, no 85, (1980), p. 4977-4986.

WU, Chialin, K.Y. LIU and M. JIN. "Modeling and a Correlation Algorithm for Spaceborne SAR Systems", IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, vol. AES 18, no 5, (Sept. 1982), p. 563-574.

BIBLIOGRAPHIE

ALPERS, W. and C.L. RUFENACH. "The Effect of Orbital Motions on Synthetic Aperture Radar Imagery of Ocean Waves", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 27, (September 1979).

ALPERS, W. and K. HASSELMANN. "The Two Frequency Microwave Technique for Measuring Ocean-Wave Spectra from an Airplane or Satellite", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 216-230.

APEL, John R. "Non Linear Features of Internal Waves as Derived from the Seasat Imaging Radar", Oceanography from Space, Marine Science, vol. 13, (1981), p. 525-533.

APEL, J.R. "Capabilities of Seasat Synthetic Aperture Radar for Imaging the Ocean Surface", Airborne Remote Sensing of Oil Spills in Coastal Waters, Washington, D.C., U.S.A., (April 1979), p. 317-323.

APEL, J.R., R.L. CHARNELL and R.J. BLACKWELL. "Ocean Internal Waves off the North American and African Coast from ERTS 1", Erim 9th Symposium, vol. 2, p. 1345-1351.

AUSHERMAN, Dale A. "Digital Versus Optical Techniques in Synthetic Aperture Radar (SAR) Data Processing", Optical Engineering, vol. 19, no 2, (March-April 1980), p. 157-167.

BARRICK, Donald E. "Accuracy of Parameter Extraction from Sample Averaged Sea Echo Doppler Spectra", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 28, no 1, (January 1980), p. 1-10.

BARRICK, D.E. "A Coastal Radar System for Tsunami Warning", Remote Sensing of Environment, vol. 8, (1979), p. 353-358.

BARRICK, D.E., M.W. EVANS and B.L. WEBER. "Ocean Surface Currents Mapped by Radar", Science, vol. 198, (October 1977), p. 138-144.

BARRICK, D.E. "First Order Theory and Analysis of MF/HF/VHF Scatter from the Sea", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 20, no 1, (January 1972), p. 2-10.

BARRICK, D.E., The Interaction of HF/VHF Radio Waves with the Sea Surface and its Implications, Agard Conference Pr 17, Paris, 1970, ch. 18.

BARRICK, D.E. and W.H. PEACKE. "A Review of Scattering from Surfaces with Different Roughness Scales", Radio-Science, vol. 3, no 8, (August 1968), p. 865-868.

BASCOM, Willard. Waves and Beaches: The Dynamics of the Ocean Surface, Ed. Anchor Press, Doubleday Garden City, New-York, 1980, 348 p.

BASS, F.G. et al. "VHF Radiowave Scattering by a Disturbed Sea Surface", IEEE Transactions on Antennas Propagation, vol. AP 16, no 5, (September 1968), p. 554-568.

BEAL, R.C. "Spatial Evolution of Ocean Wave Spectra", Spaceborne Synthetic Aperture Radar for Oceanography, The Johns Hopkins Oceanographic Studies no 7, (1981), p. 110-127.

BEAL, R.C. "The Monitoring of Large Scale Synoptic Features of the Ocean with Spaceborne Synthetic Aperture Radar", Oceanography from Space, Marine Science, vol. 13, (1981), p. 505-510.

BEAL, R.C. "Spaceborne Imaging Radar: Monitoring of Ocean Waves", Science, vol. 208, (June 1980), p. 1373-1375.

BEAL, R.C. "The Duck-X Ocean Wave Detection Experiment Status", Seasat Gulf of Alaska Workshop Report, vol. 1, Panel report J.P.L.(1979).

BELL, T.H. Jr. "Topographically Generated Internal Waves in the Open Ocean", Journal of Geophysical Research, vol. 80, no 3, (Jan. 1975), p. 320-327.

BENSON, Maurice. "Digital Processing of Seasat SAR Data Using Linear Approximations to the Range Cell Migration Curves", IEEE International Radar Conference, (1980).

CASTON, G.F. "Wreks Marks: Indicators of Net Sand Transport", Marine Geology, 33, (1979), p. 193-204.

CHADWICK, Russel B. "Measurement of Ocean Wave Heights with the Random Signal Radar", IEEE Transactions on Geoscience Electronics, vol. GE 9, no 4, (1971), p. 216-221.

CROMBIE, D.D., J.M. WATTS and W.M. BERRY. Spectral Characteristics of HF Ground Wave Signals Backscattered from the Sea, Agard Conference Pr. 77, Paris, 1970, ch. 16.

DEANE Robert A., J.R. BENNETT and I.G. CUMMING. "The Digital Processing of Seasat Synthetic Aperture Radar Data", IEEE International Radar Conference, (1980).

DE LOOR, G.P. and Brunsveld VAN HULTEN. "Microwave Measurement over the North Sea", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 119-131.

DELEONIBUS, P. and J. ERNST. "A Summary of Waves and Wind Conditions for 28 September 1978 Extracted from Conventional Data Sources", 14th Congress of the International Society of Photogrammetry, Hamburg, (1980) Commission 7, p. 503-509.

ELACHI, Charles. "Radar Imaging of the Sea Surface", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 165-179.

EVANS, Daniel D. "An Investigation of the Modulation of Capillary and Short Gravity Waves in the Open Ocean", Journal of Geophysical Research, vol. 85, no C9, (Sept. 1980), p. 5019-5024.

FROST, V.S. "An Adaptive Filter for Smoothing Noisy Radar Images", Proceedings of the IEEE, vol.69, no 1, (Jan. 1981), p. 133-135

GARRETT, Christopher and Munk WALTER. "Space-time Scales of Internal Waves: A Progress Report", Journal of Geophysical Research, vol. 80, no 3, (Jan. 1975), p. 291-297.

GOLDFINGER, A., R. BEAL, F. MONALDO, D. IRVINE and D. TILLEY. "Recovery of Ocean Wave Spectra from SAR Images", International Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Commission II, SAR Processing Working Group (II.5), Tokyo, 1983.

GONZALEZ, F.I., C.L. RUFENACH and R.A. SHUCHMAN. "Ocean Surface Current Detection by Synthetic Aperture Radar", Oceanography from Space, Marine Science, vol. 13, (1981), p. 511-523.

GONZALEZ, F.I. "Seasat Synthetic Aperture Radar: Ocean Wave Detection Capabilities", Science, vol. 204, (June 1979), p. 1418-1421.

GOWER, J.F.R. and B.A. HUGHES. "Radar and Ship Observations of Coastal Sea Surface Roughness Patterns in the Golf of Georgia", Erim 13th Symposium, vol. 1, p.103-115.

HARGER, Robert O. "SAR Ocean Imaging Mechanisms", Spaceborne Synthetic Aperture Radar for Oceanography, The Johns Hopkins Oceanographic Studies no 7, 1981, p. 41-55.

HARGER, R.O. and D. LEVINE. "Microwave Scatter and Sea State Estimations: Two-Scale Ocean Wave Models", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 107-117.

JACKSON, Frederick C. "An Analysis of Short Pulse and Dual Frequency Radar Technique for Measuring Ocean Waves Spectra from Satellites", Radio-Science, vol. 16, (Nov. 1981), p. 1385-1400.

JORDAN, Rolando L. "The Seasat-A Synthetic Aperture Radar System", IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE 5, no 2, (April 1980), p. 154-164.

KALMYKOF, A.I. et al. "Some Features or Radar Monitoring of the Oceanic Surface from Aerospace Platforms", International Journal on Remote Sensing, vol. 3, no. 3, (1982), p. 311-325.

KASISCHKE, Eric S., and R.A. SHUCHMAN. "The Use of Wave Contrast Measurements in the Evaluation of SAR Gravity Model", Erim 15th Symposium, (1981), p. 1187-1209.

KASISCHKE, Eric S., A. KLOOSTER and R.A. SHUSCHMAN. "Verification of Synthetic Aperture Radar Focusing Algorithms on Ocean Waves", Erim 13th Symposium, vol. 2, p. 1077-1092.

KELLER, W.C. and J.W. WRIGHT. "Microwave Scattering and the Straining of Wind Generated Waves", Radio-Science, vol. 10, no 2, (1975), p. 139-147.

LEWIS Bernard L. et al. "Experimental Study and Theorical Model of High Resolution Radar Backscatter from the Sea", Radio-Science, vol. 15, no. 4, (1980), p. 815-828.

LIPA, Belinda. "Methods for the Extraction of Long Period Ocean Waves Parameters from Narrow Beam HR Radar Sea Echo", Radio-Science, vol. 15, no. 4, (1980), p. 843-853.

LODGE, D.W.S. "The Seasat-1 Synthetic Aperture Radar: Introduction Data Reception and Processing", Remote Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology, Ed. A.P. Cracknell, Ellis Horwood Limited Publishers (J. Wiley et Sons).

LOWRY, R.T., D. GOODENOUGH, J.S. ZELENKA et R.A. SHUCHMAN. "Analyse des images de l'océan obtenues au moyen d'un radar aéroporté à ouverture synthétique", 4e Symposium canadien de télédétection, p. 480-505.

MONALDO, Franck M. "Optical Determination of Short Wave Modulation by Long Ocean Gravity Waves", IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE 20, no 3, (July 1982), p. 254-258.

McGOLDRICK, L.F. "On the Rippling of Small Waves: A Harmonic Non Linear Resonant Interaction", Journal of Fluid Mech., vol. 52, part 4, (1972), p. 725-751.

McLEISH, William, et al. "Ocean Surface Patterns above Sea Floor Bedforms as Recorded by Radar, Southern Bight of North Sea", Marine Geology, 43, (1981).

MULLER Peter and J. Olbers DIRK. "On the Dynamics of Internal Waves in the Deep Ocean", Journal of Geophysical Research, vol. 80, no 27, (Sept. 1975), p. 3848-3860.

NASA. Active Microwave Workshop Report, Ed., R.E. Matthews, 1975, ch. 3.

NEWTON, Richard W. and R.J. WILSON. "Experimental Measurement of 2,25 cm Backscatter from Sea Surfaces", IEEE Transactions on Goescience Electronics, vol. GE 10, no 1, (Jan. 1972), p. 2-7.

PARENT, J. Etude de l'état de la mer à distance par la technique de rétrodiffusion HF, contrat CNEXO 75/1311, sept. 1975.

PHILLIPS, O.M. "The Structure of Short Gravity Waves on the Ocean Surface", Spaceborne Synthetic Aperture Radar for Oceanography, The Johns Hopkins Oceanographic Studies no 7, (1981) p. 24-31.

PHILLIPS, O.M. Dynamics of the Upper Ocean, London Cambridge Univ. Press, 1966, p. 109-139.

PIERSON, William J. Jr. Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics, Ed. U.S. Navy Hydrographic Office, 1960, 284 p.

RANEY, R. Keith. "Processing Synthetic Aperture Radar", International Journal on Remote Sensing, vol. 3, (1982), p. 243-257.

RANEY, R. Keith and R.T. LOWRY. "Oceanic Wave Imagery and Wave Spectra Distorsions by SAR", Erim 12th Symposium, vol. 1, p. 683-702.

RANEY, R. Keith. "Synthetic Aperture Imaging Radar and Moving Targets", IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, vol. AES 7, no 3, (1971), p. 499-505.

RAWSON, R. "The Erim Simultaneous X and L Band Dual Polarisation Radar", IEEE International Radar Conference, (1975), p. 505-510.

SCHONFELD, W.H. "The Reflectivity of the Sea Surface at the Radar Frequencies, Agard Conference Pr. 17, Paris, 1970, ch. 17.

SCHULER, Dale L. "Remote Sensing of Directional Gravity Wave Spectra and Surface Currents Using a Microwave Dual Frequency Radar", Radio-Science, vol. 13, no 2, (1978), p. 321-331.

SHUCHMAN, Robert A. "Processing Synthetic Aperture Radar Data of Ocean Waves", Oceanography from Space, Marine Science, vol. 13, (1981), p. 477-496.

SHUCHMAN, Robert A., A. KLOOSTER and A.L. MAFFET. "Synthetic Aperture Radar Modeling of Surface Ocean Waves", Erim 13th Symposium, vol. 2, p. 603-627.

SHUCHMAN, Robert A. and R.K. RANEY. "SAR Mechanisms for Imaging Waves", 5th Canadian Symposium on Remote Sensing, Victoria, (Aug. 1978), p. 494-516.

SHUCHMAN, Robert A. and J.S. ZELENKA. "Processing of Ocean Waves Data from a Synthetic Aperture Radar", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 181-191.

STEWART, Robert H. Satellite Measurements of Ocean Waves. Seasat: A Scientific Contributions, NASA, 1974, p. 126-128.

SWIFT, Calvin T. and L.R. WILSON. "Synthetic Aperture Radar Imaging of Moving Ocean Waves", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 27, no 6, (nov. 1979), p. 725-729.

THORPE, S.A. "Excitation Dissipation and Interaction of Internal Waves in the Deep Ocean", Journal of Geophysical Research, vol. 80, no 3, (Jan. 1975), p. 328-338.

TRUNK, G.V. "Radar Properties on non Rayleigh Sea Clutter", IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, vol. AES 8, no 2, (March 1972), p. 196-204.

U.S ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER. Shore Protection Manual, vol. I, Department of the Army Corps of Engineers, 1977.

VALENZUELA, G.R. and J.W. WRIGHT. "Modulation of Short Gravity-Capillary Waves by Longer-Scale Periodic Flows", Radio-Science, vol. 14, no 6, (1979), p. 1099-1110.

VALENZUELA, G.R. "The Effect of Capillarity and Resonant Interactions on the Second Order Doppler Spectrum of Radar Sea Echo", Journal of Geophysical Research, vol. 79, no 33, (Nov. 1974), p. 5031-5037.

VESECKY, John F., M. ASSAL HANY and R.H. STEWART. "Remote Sensing of the Ocean Waveheight Spectrum Using Synthetic Aperture Radar Images", Oceanography from Space, Marine Science, vol. 13, (1981), p. 449-457.

WRIGHT, J.W., W.J. PLANT, W.C. KELLER and W.L. JONES. "Ocean Wave Radar Modulation Transfert Functions from the West Coast Experiment", Journal of Geophysical Research, vol. 85, no C9, (Sept. 1980), p. 4957-4966.

WRIGHT, J.W. "Detection of Ocean Waves by Microwaves Radar: The Modulation of Short Gravity Capillary Waves", Boundary Layer Meteorology, vol. 13, (1978), p. 86-105.

WRIGHT, J.W. and W.C. KELLER. Doppler Spectra in Microwave Scattering from Wind Waves, Agard Conference Pr 17, Paris, 1970, ch. 19.

WRIGHT, J.W. "A New Model for Sea Clutter", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 16, no 2, (march 1968), p. 217-223.

WRIGHT, J.W. "Backscattering from Capillary Waves with Application to the Sea Clutter", IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP 14, no 6, (1966), p. 749-754.

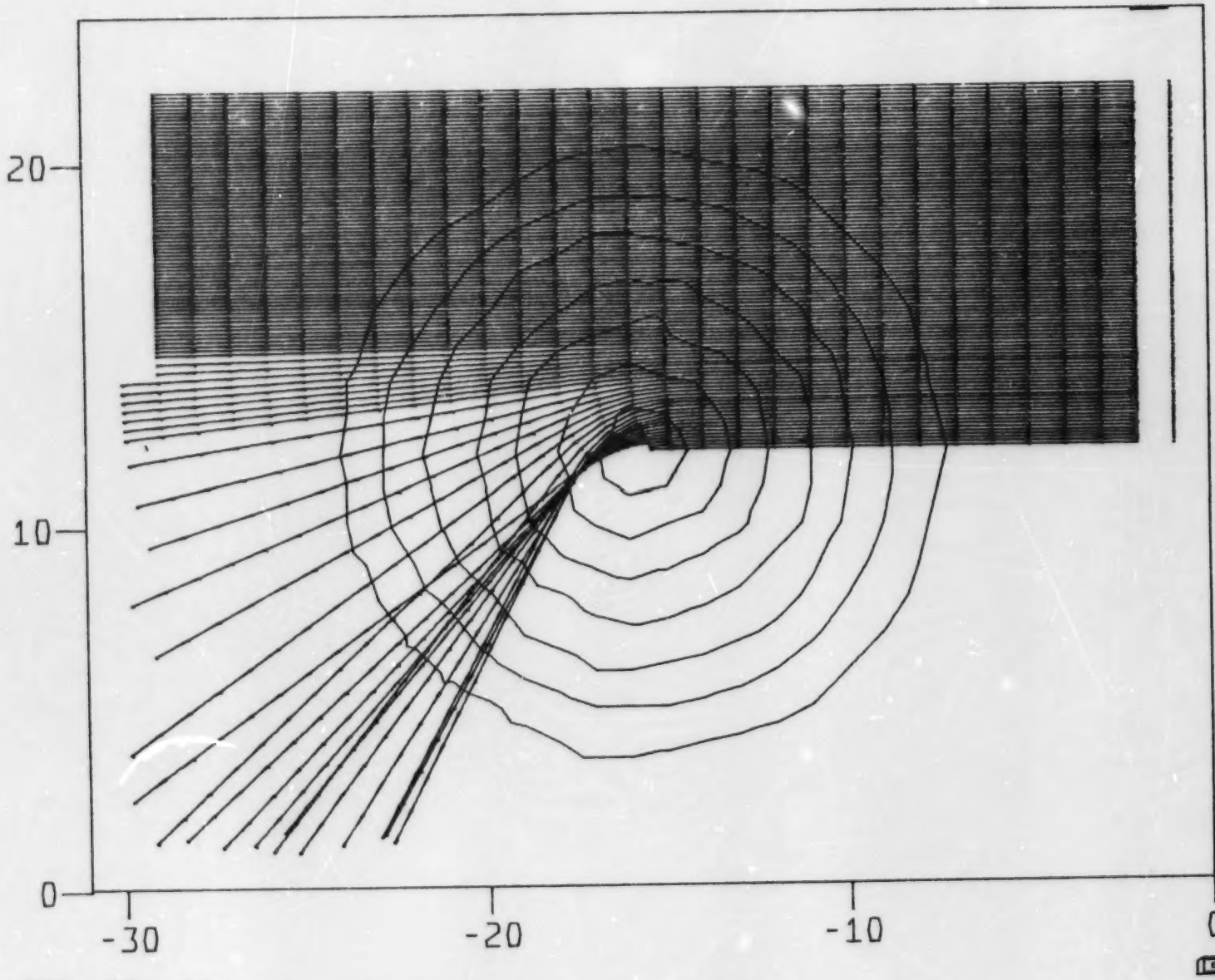
WUNSCH, Carl. "Deep Ocean Internal Waves: What do we really know", Journal of Geophysical Research, vol. 80, no 3, (Jan. 1975), p. 339-343.

ANNEXE 1

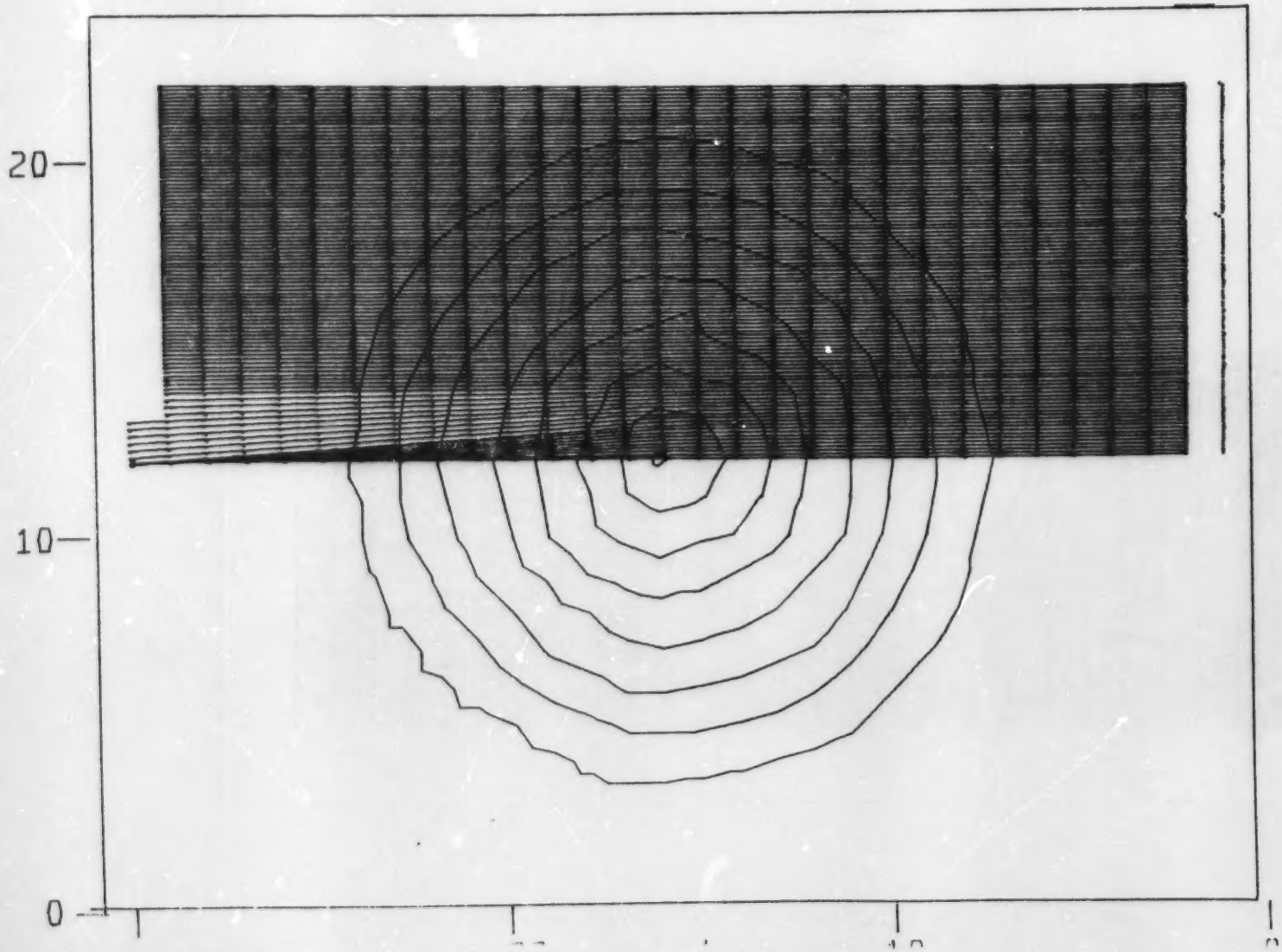
RESULTATS DE LA MODELISATION DE LA PROPAGATION DES ONDES

AU-DESSUS DES PINGOS

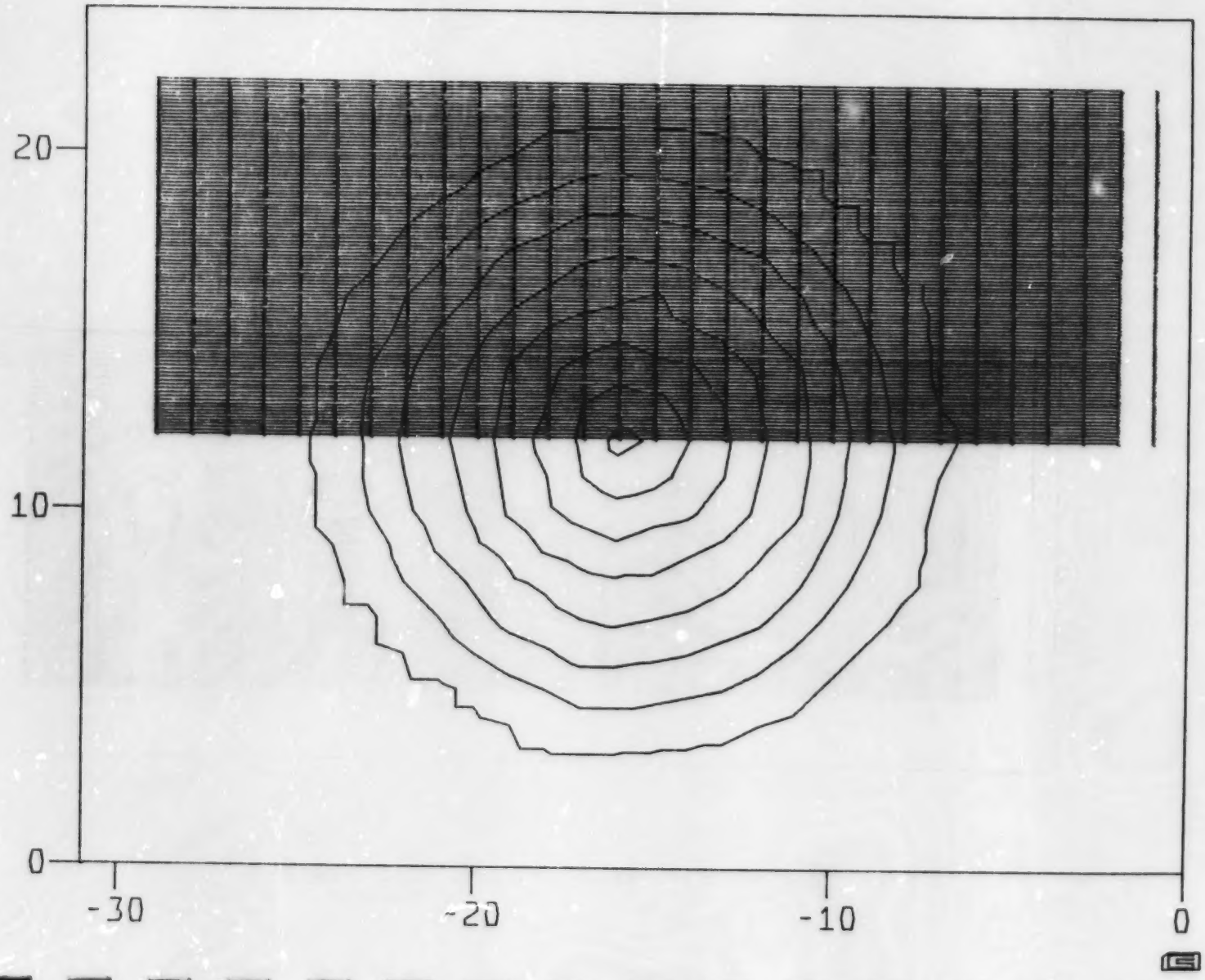
PINGO NO 1 (H=45 M. T= 4 S)



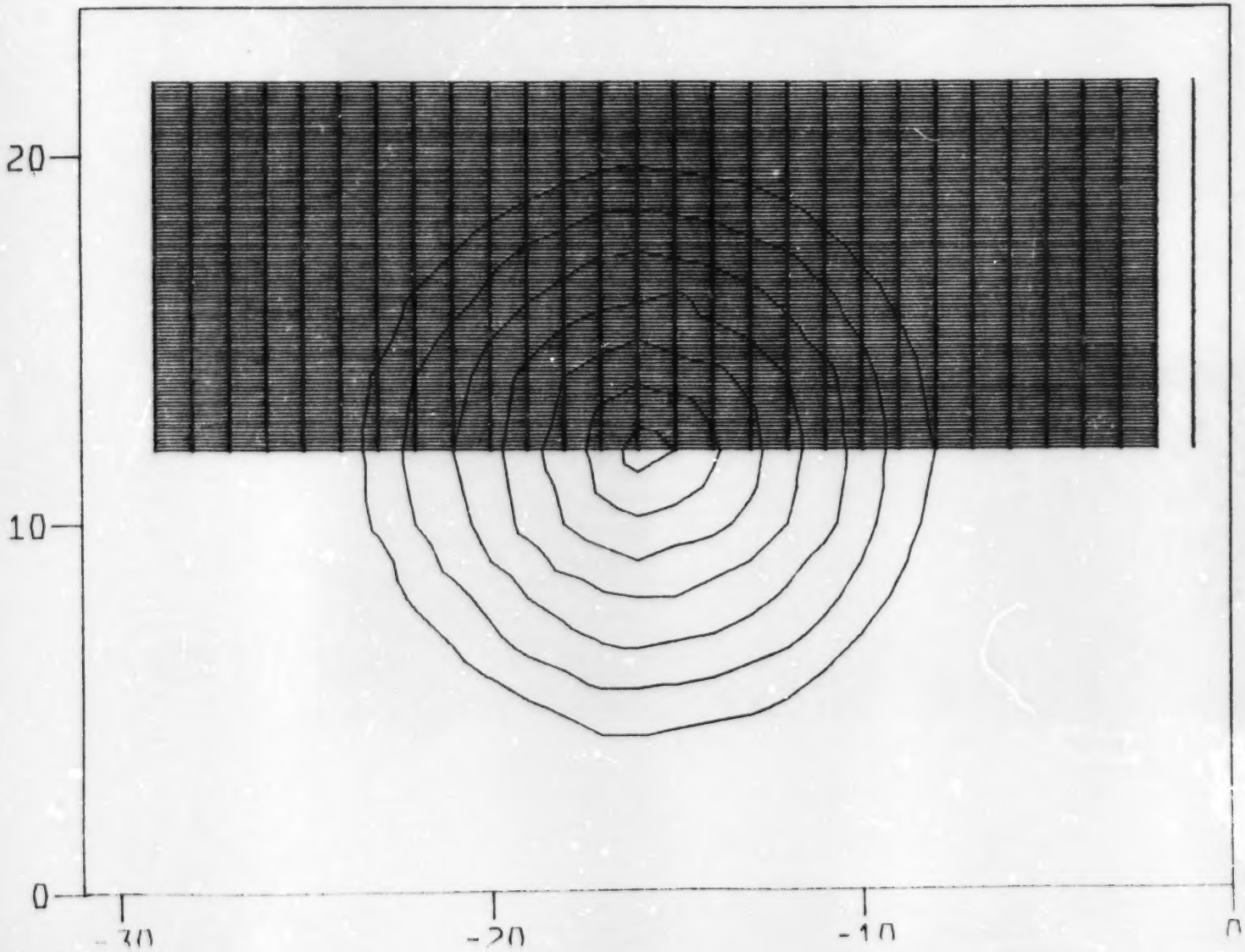
PINGO NO 1 (H=50 M. T= 4 S)



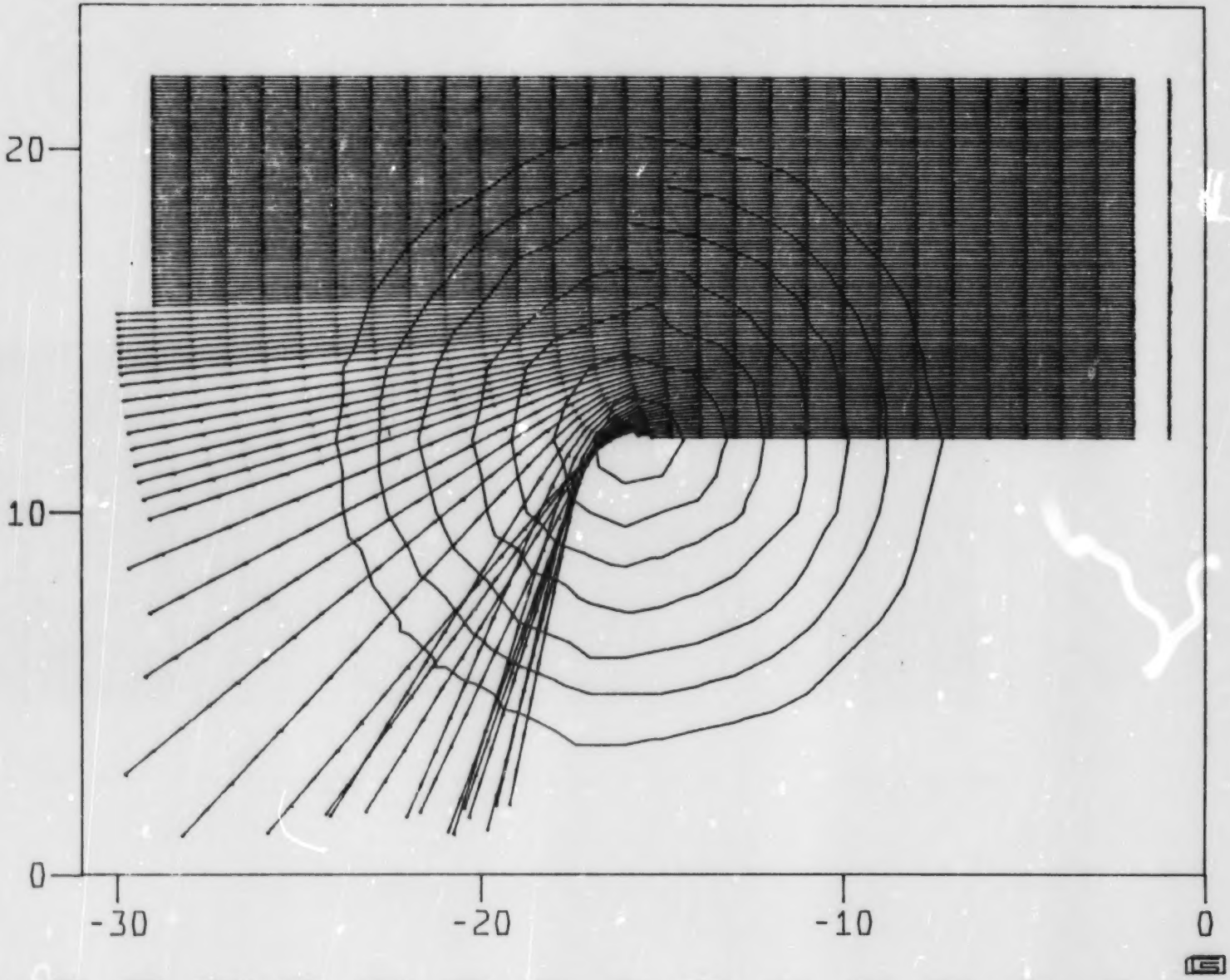
PINGO NO 1 (H=55 M. T= 4 S)



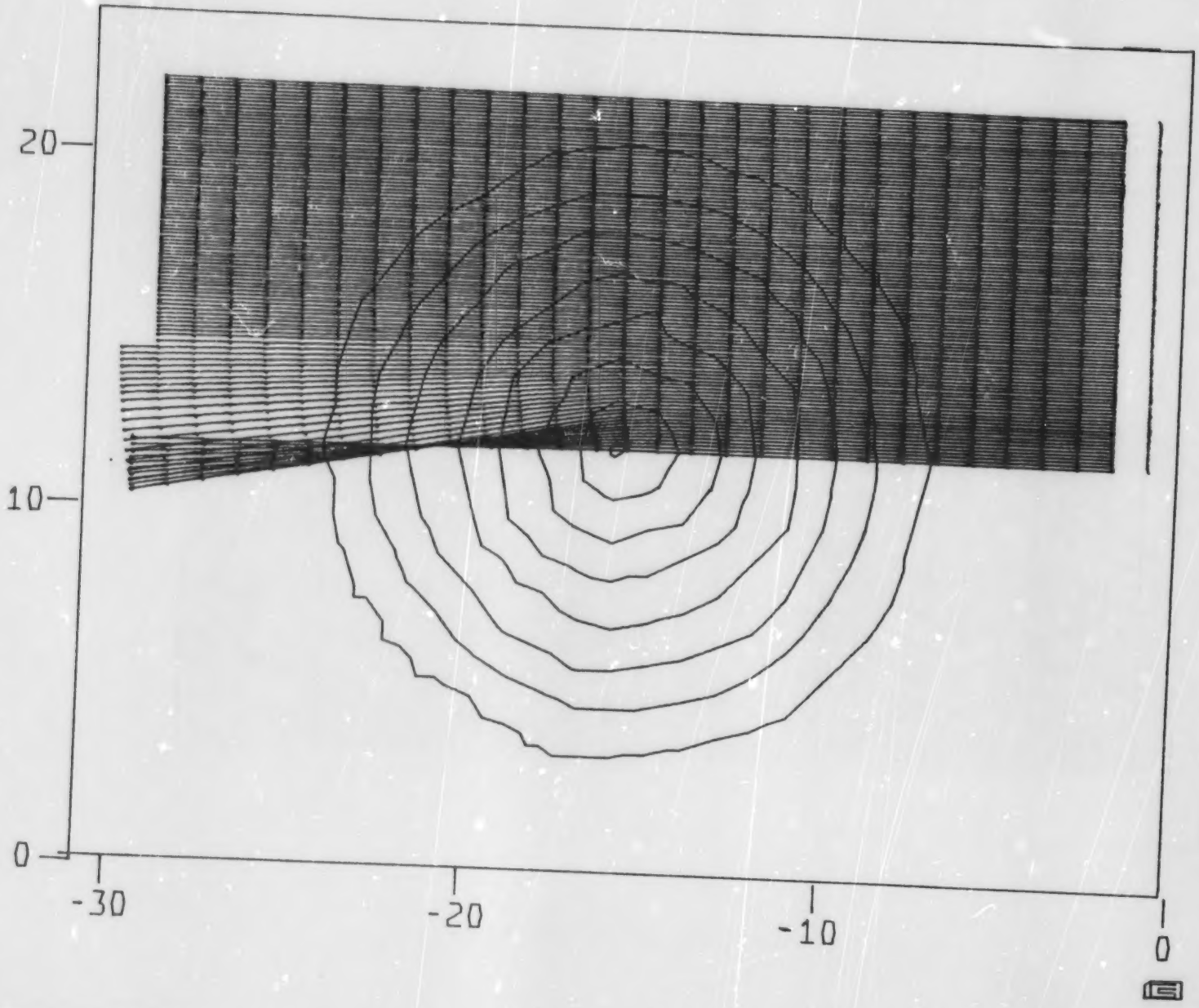
PINGO NO 1 (H=60 M. T= 4 S)



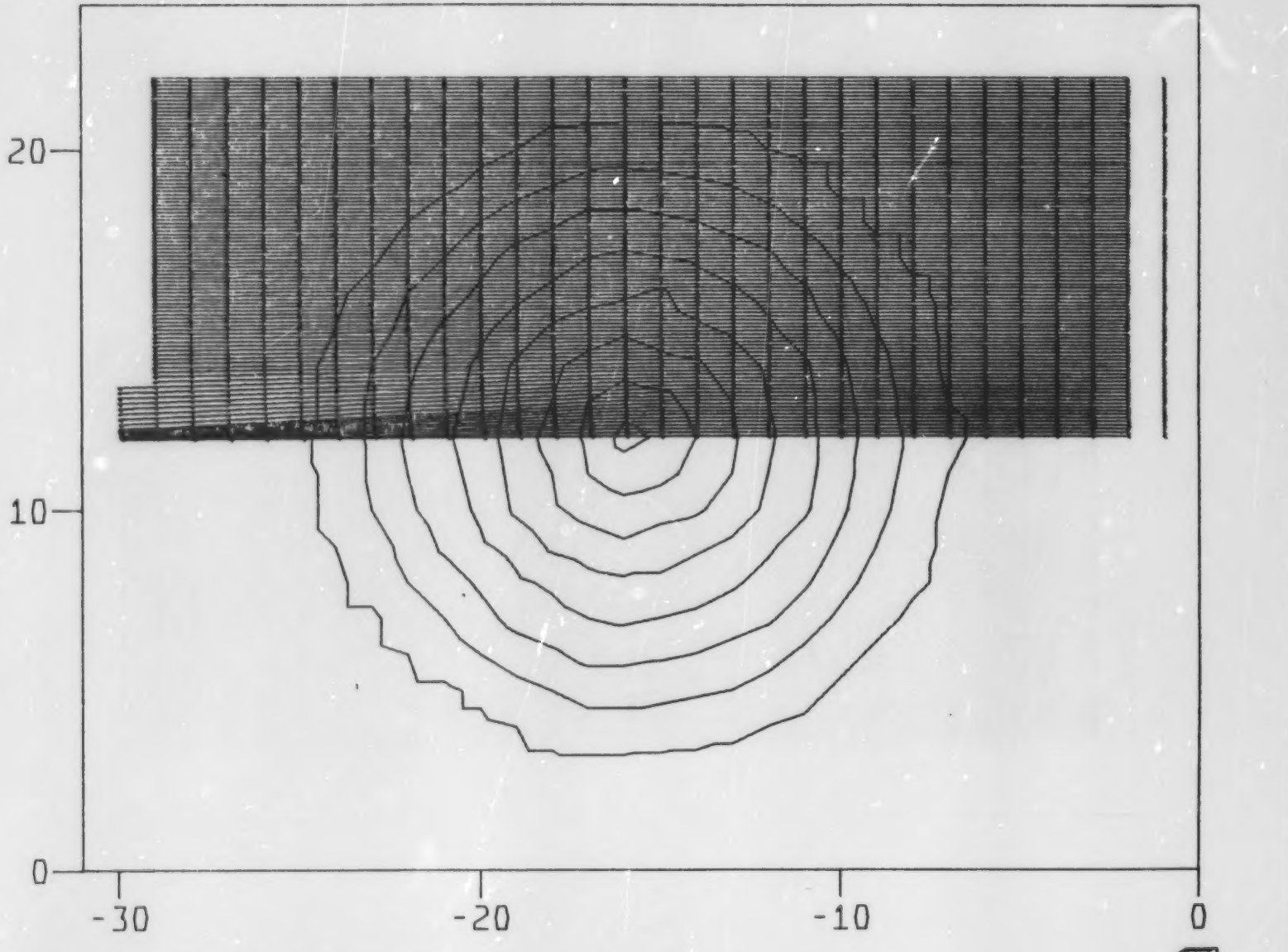
PINGO NO 1 (H=45 M. T= 5 5)



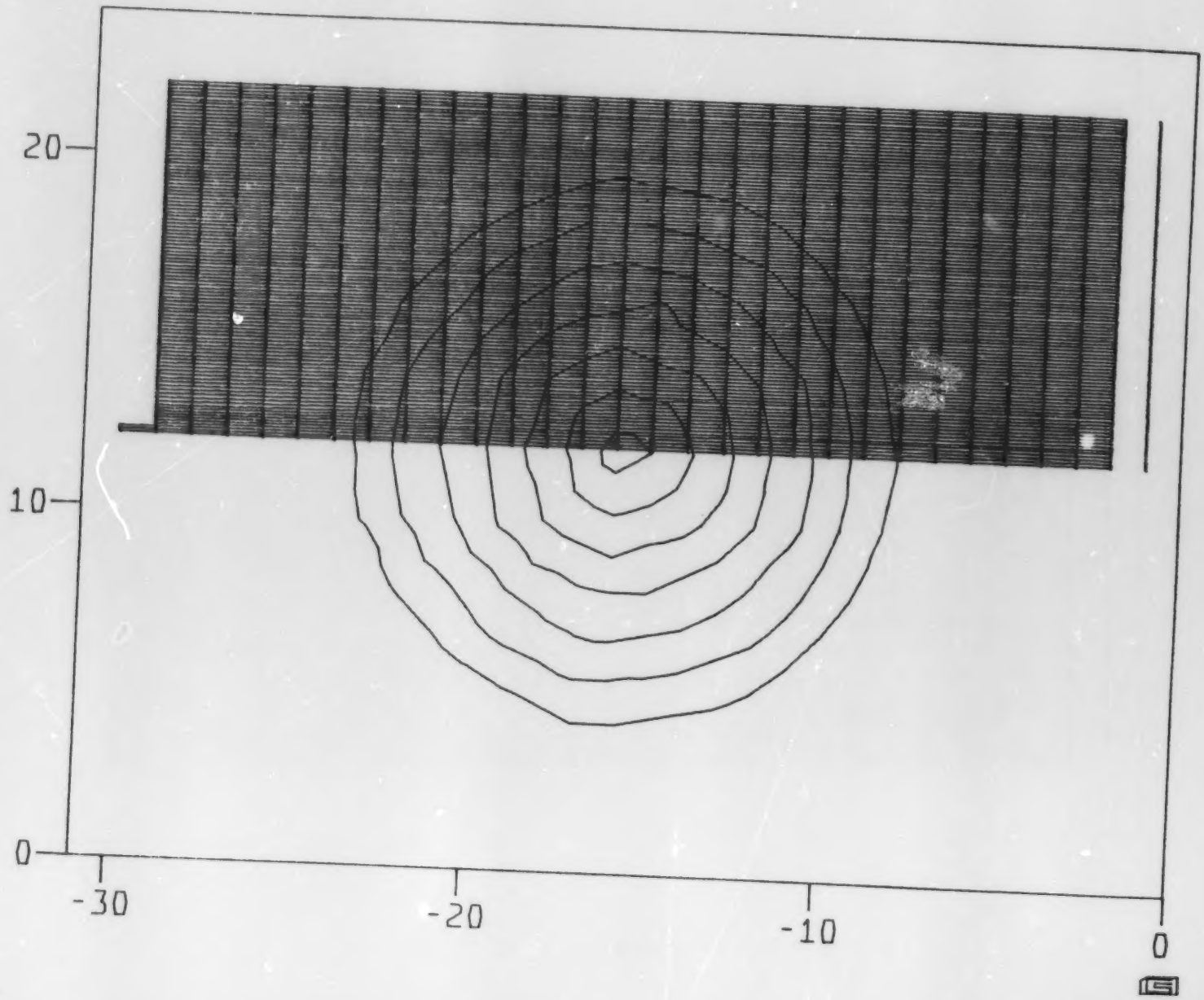
PINGO NO 1 (H=50 M. T= 5 S)



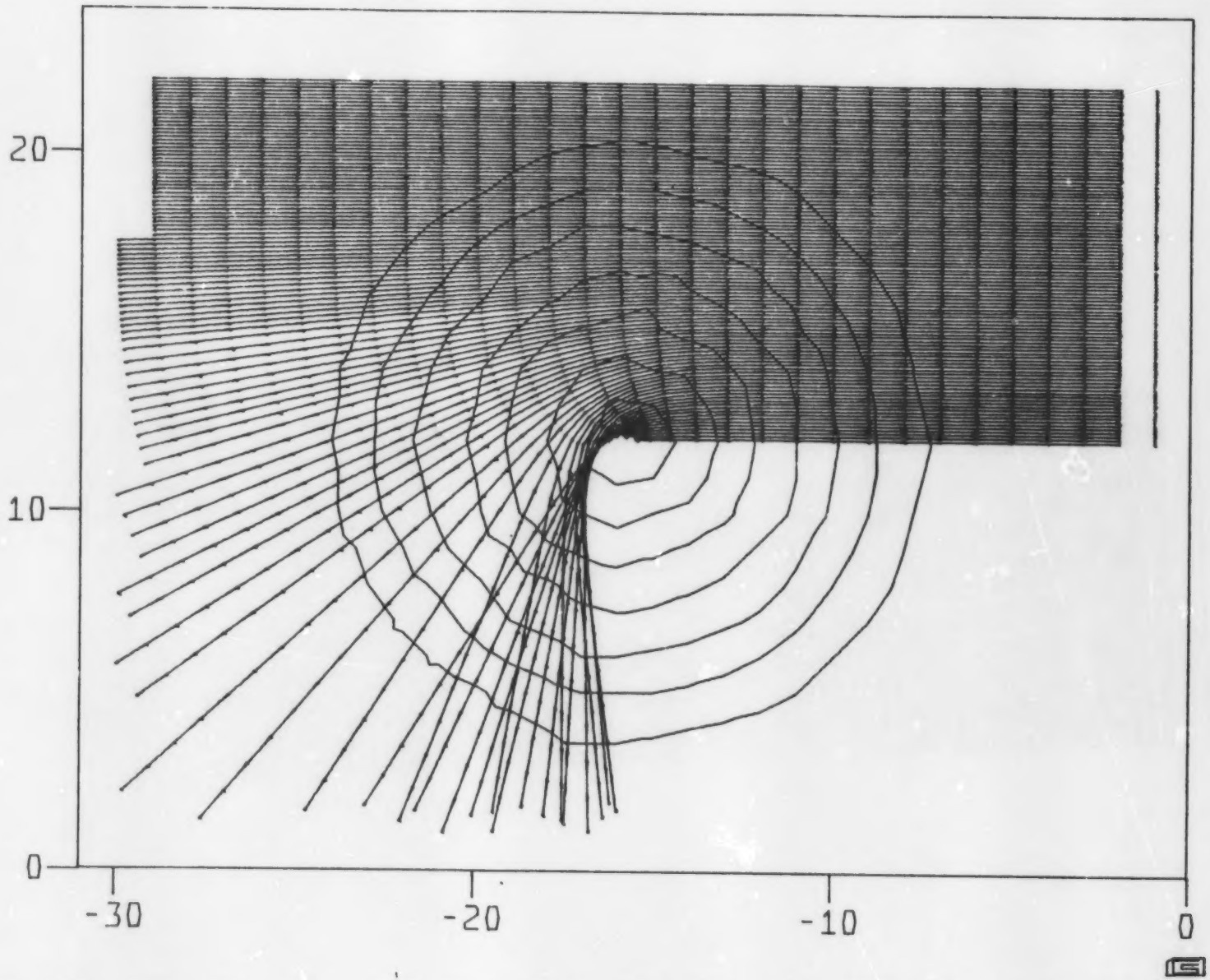
PINGO NO 1 (H=55 M. T= 5 S)



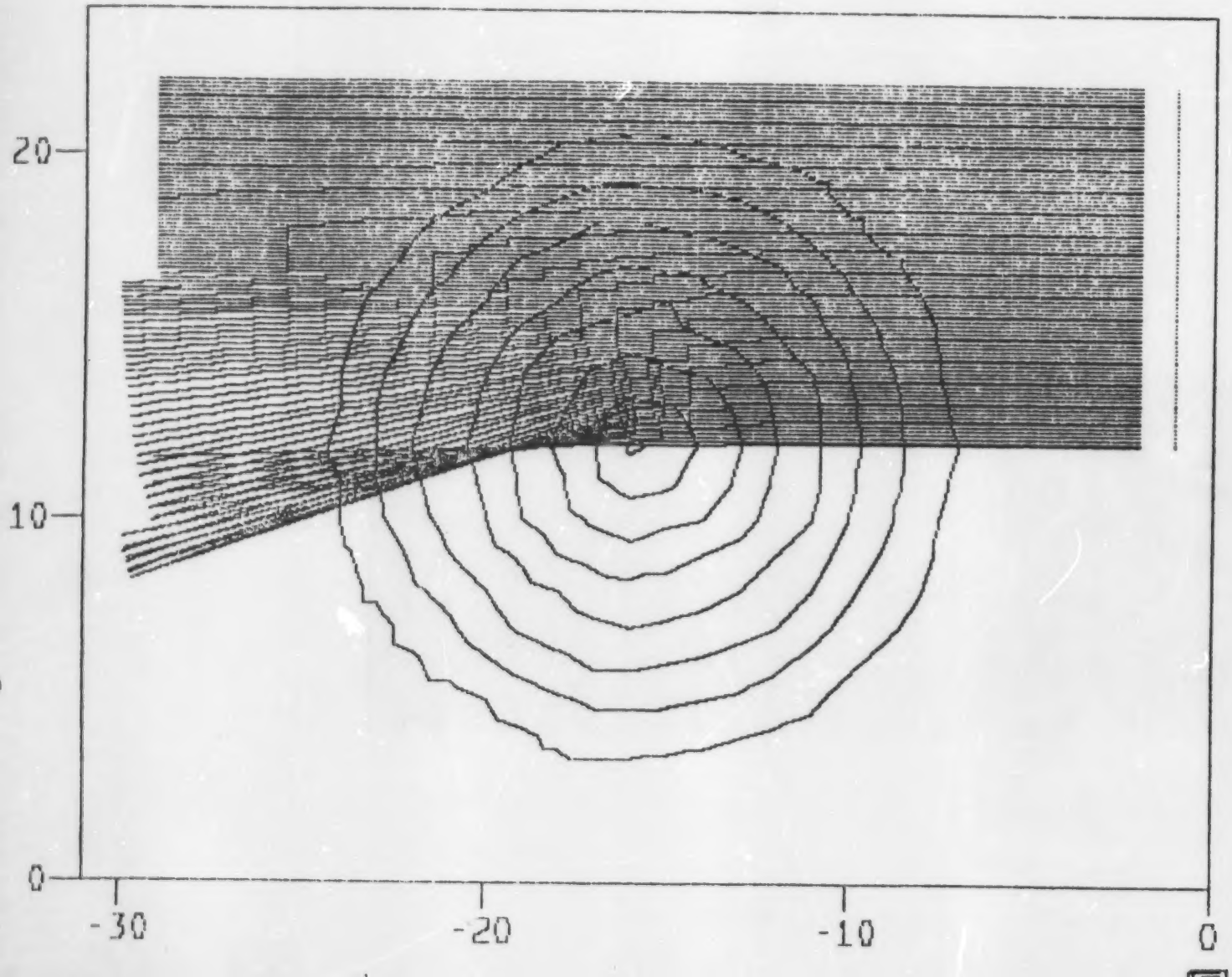
PINGO NO 1 (H=60 M. T= 5 S)

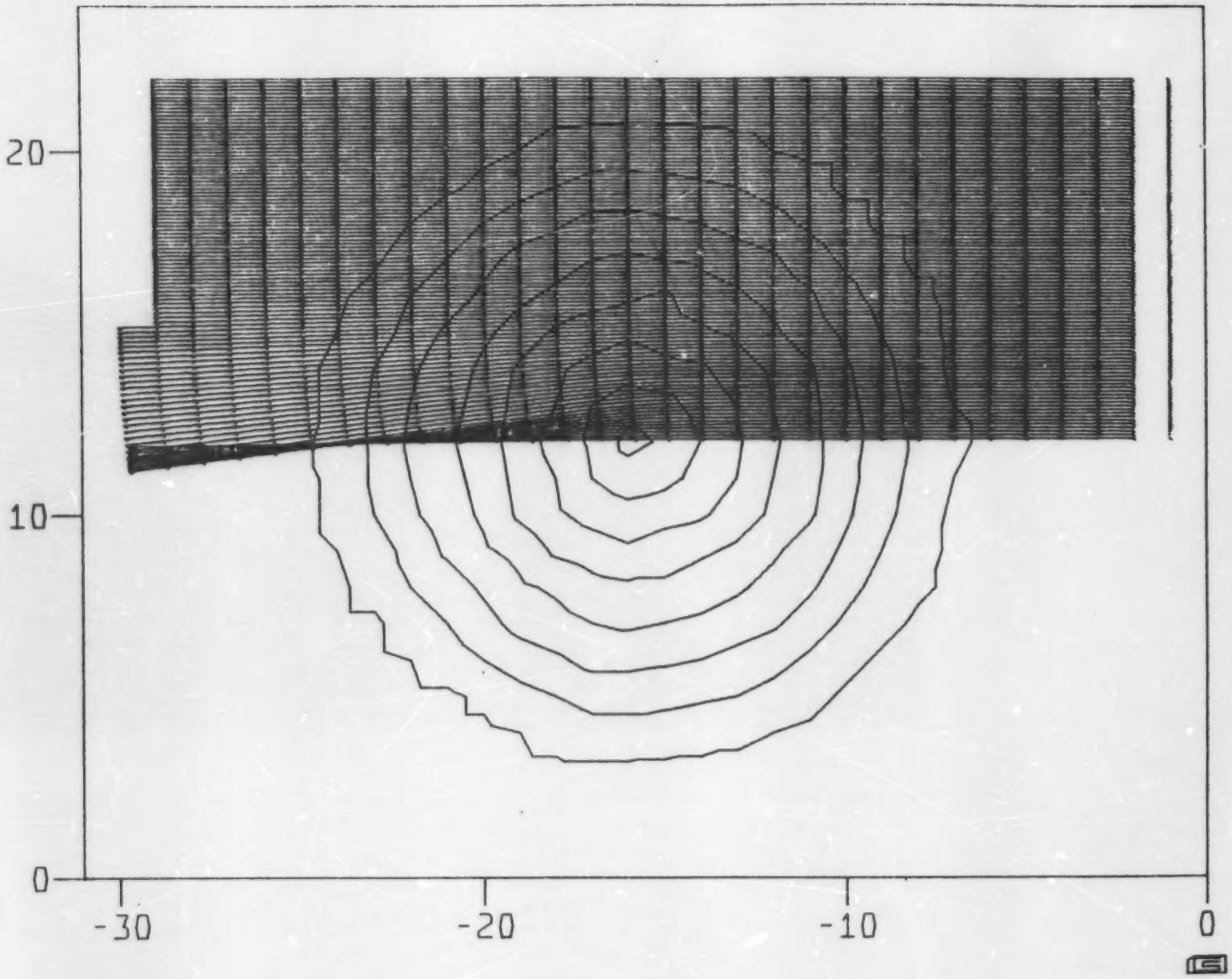


PINGO NO 1 (H=45 M. T= 6 S)

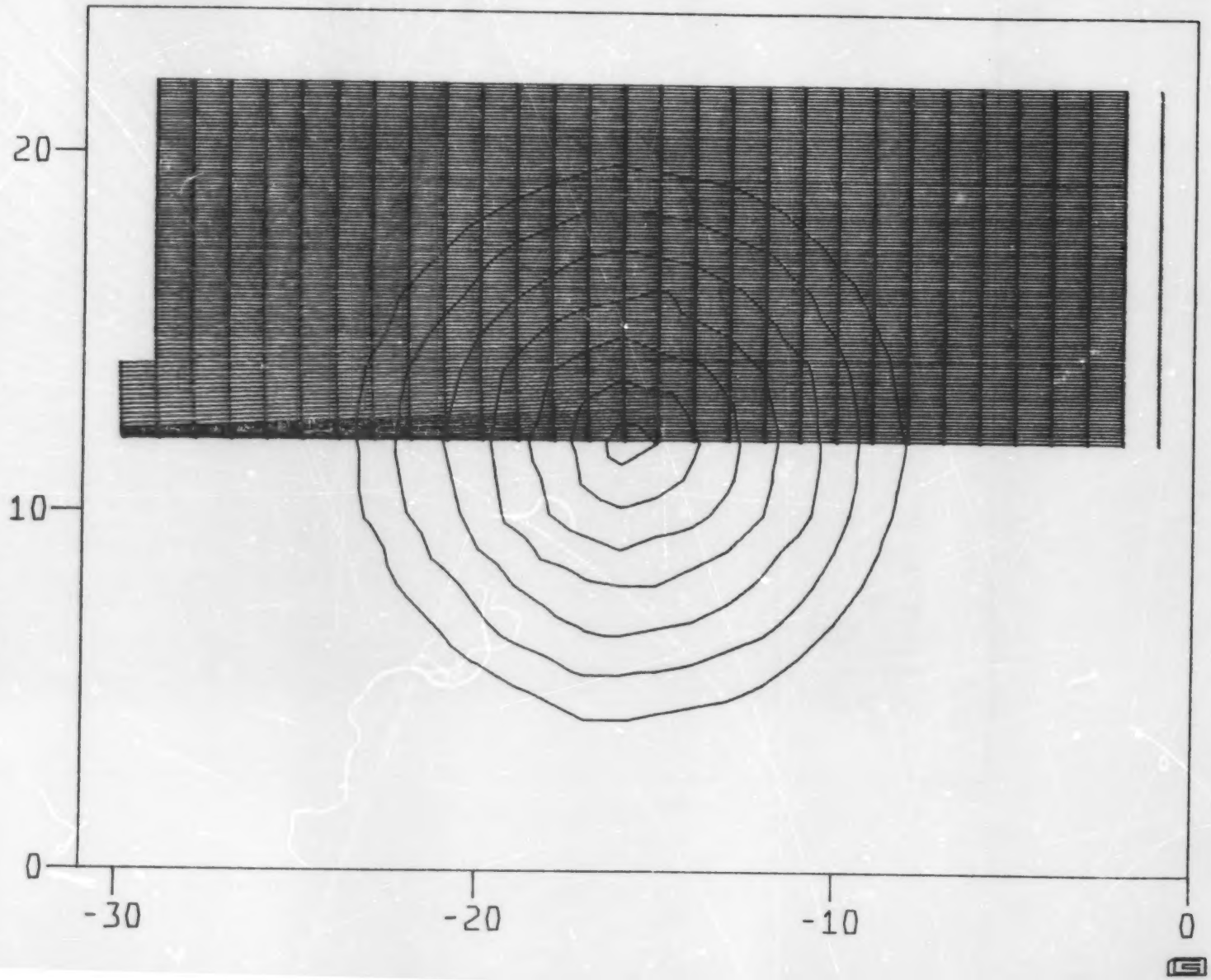


PINGO NO 1 (H=50 M, T= 6 5)

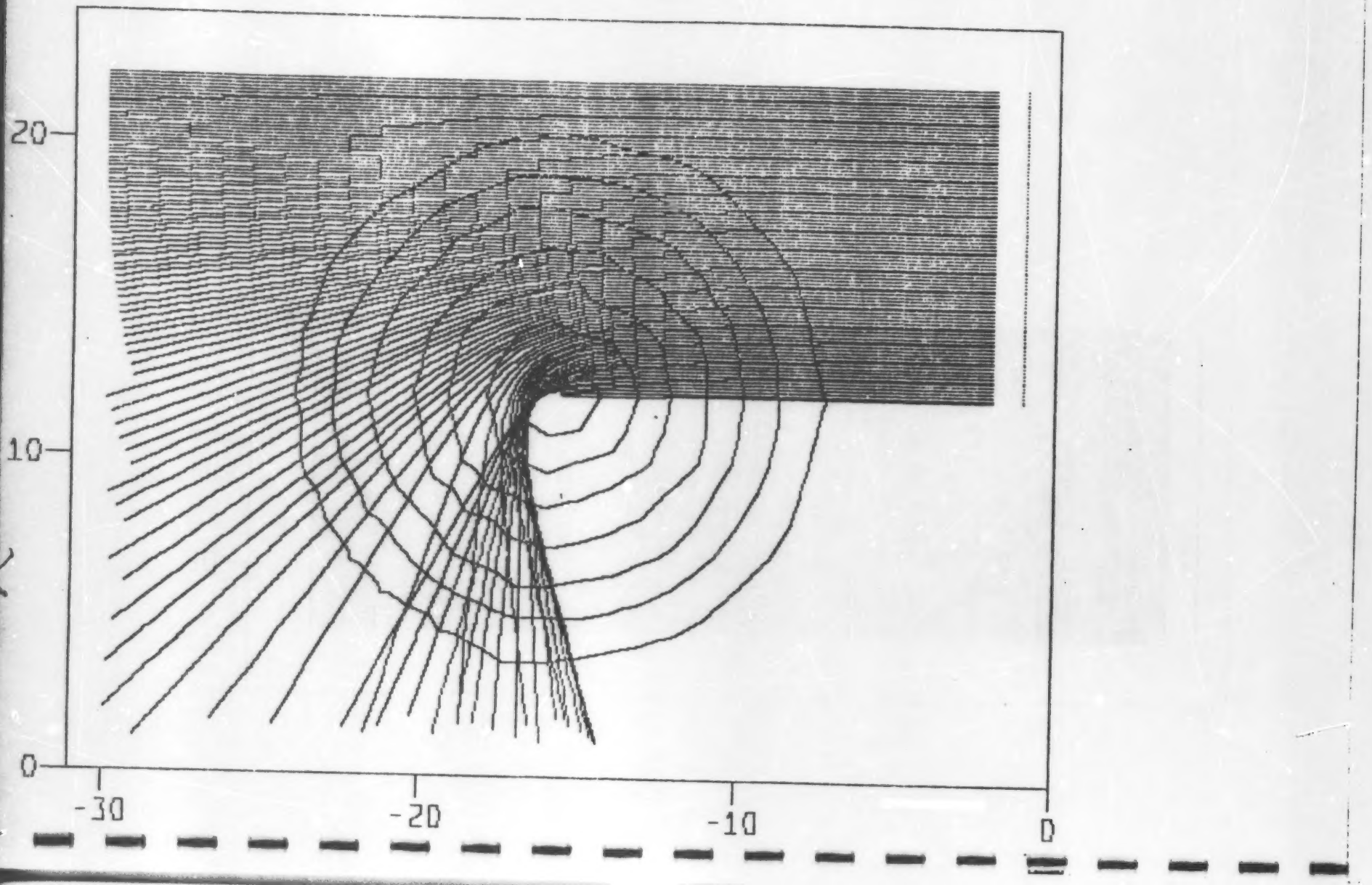



20
10
0
-30
-20
-10
0

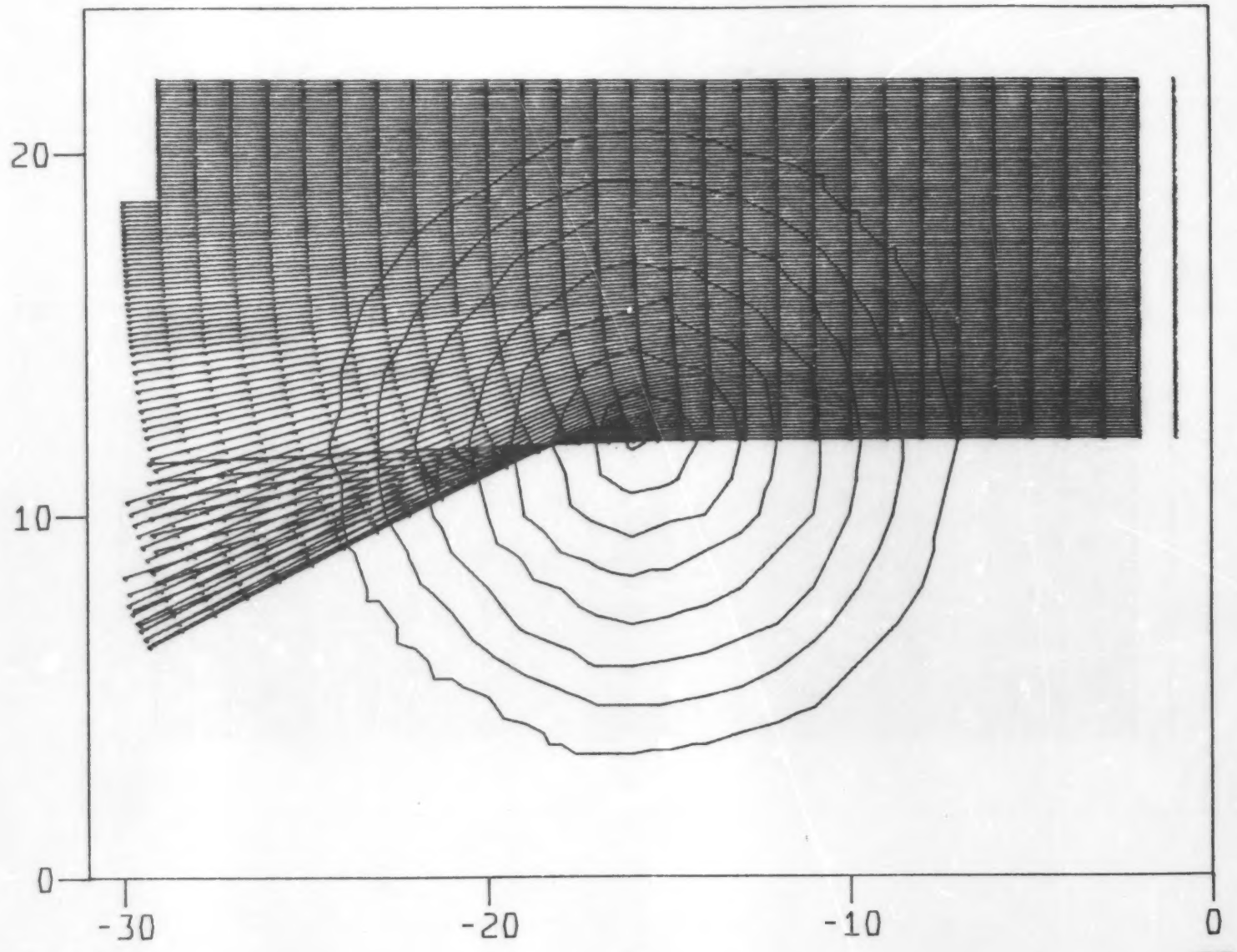
PINGO NO 1 (H=60 M. T= 6 S)



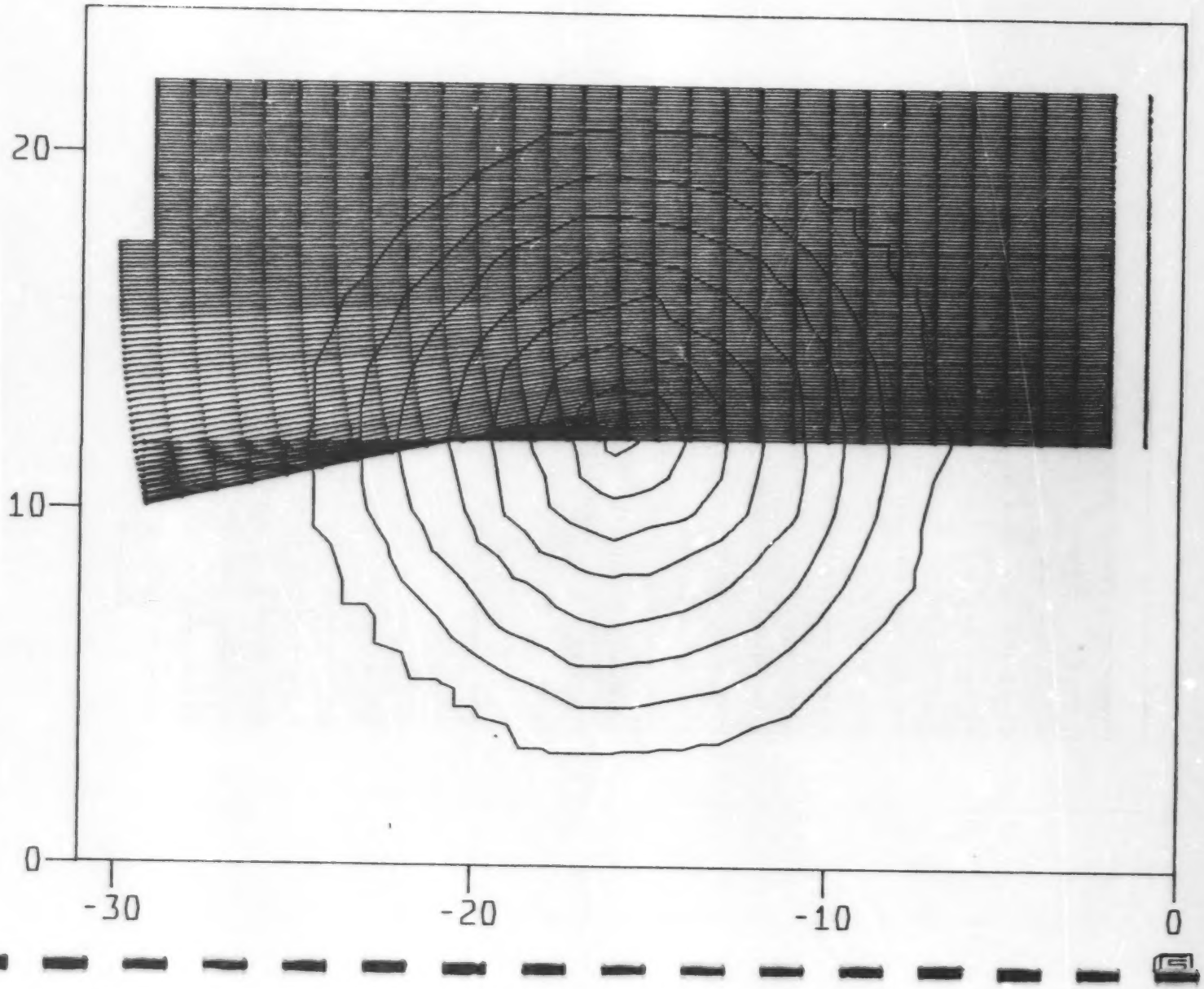
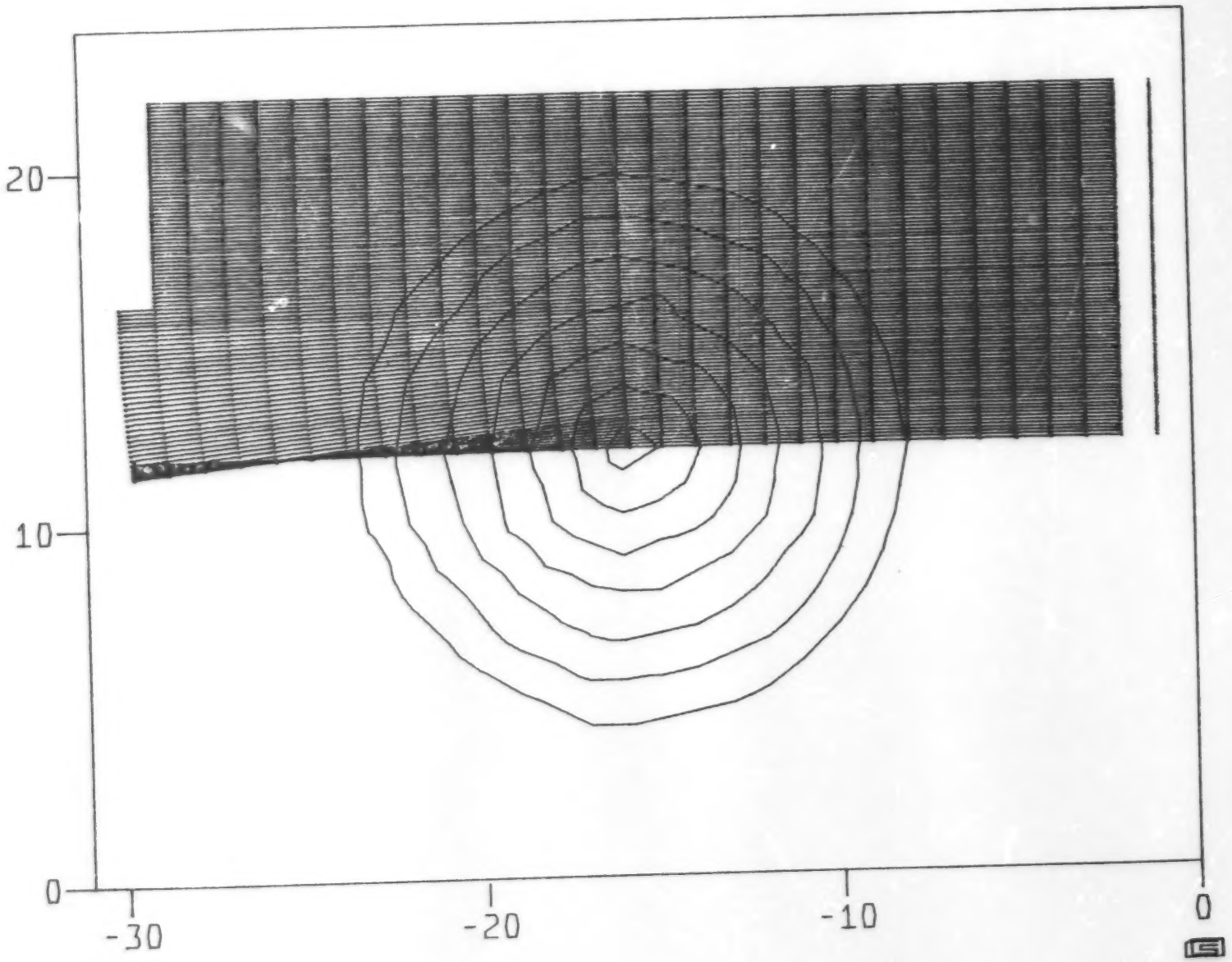
PINGO NO 1 (H=45 M. T= 7 S)



PINGO NO 1 (H=50 M. T= 7 S)



PINGO NO 1 (H=55 M. T= 7 S)



PINGO. NO 1 (H=60 M. T= 7 S)